

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi és Informatikai Kar

Földtudományok Doktori Iskola

Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

**A MORFOLÓGIA ÉS A MEDERANYAG-EGYENLEG
TÉRBELI ÉS IDŐBELI VÁLTOZÁSA
A MAROS SÍKSÁGI SZAKASZÁN**

Doktori (Ph.D.) értekezés

PRÁVETZ TAMÁS

Témavezető:

Dr. Sipos György

Egyetemi docens

Szeged

2018

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés, célkitűzések	4
2. Irodalmi áttekintés	6
2.1 Folyók görgetett hordalékszállítása, medermorfológiára gyakorolt hatása	6
2.2 A hordalék szerepe a vízfolyások morfológiájának meghatározásában	11
2.3 Antropogén beavatkozások hatása a görgetett hordalékszállításra	13
2.3.1 Gátak, víztározók hatása	13
2.3.2 Hordalék-kitermelés, bányászati tevékenység	14
2.3.3 Területhasználat változása a vízgyűjtőn	15
2.3.4 Árvízi szabályozások	16
2.4 Mérési eszközök a görgetett hordalék és a mederanyag-egyenleg mennyiségének meghatározására	17
2.4.1 A görgetett hordalék mennyiségének mérési lehetőségei	17
2.4.2 A mederanyag-egyenleg mérésének lehetőségei	18
2.5 Hidromorfológiai célú domborzatmodellezés	24
2.5.1 Adatfelvételezés	24
2.5.2 A domborzatmodell pontossága	26
3. Vizsgálati terület	28
3.1. A Maros vízgyűjtőjének általános jellemzése	28
3.2. A folyó hidrogeográfiai tulajdonságai	30
3.3. Antropogén beavatkozások	32
3.4. Mérési területek	35
4. Módszerek	39
4.1 Hosszabb távú változások vizsgálata	39
4.1.1 Felhasznált térképi adatok	39
4.1.2 Feldolgozás menete	39
4.2 Hidromorfológiai felmérések	41
4.2.1 Mérési időpontok	41
4.2.2 A szelvényezés kivitelezése	42
4.2.3 Felhasznált műszerek, a mérés menete	44
4.2.4 A felmérések bizonytalanságának becslése	45
4.2.5 Az adatok feldolgozása	46
5. Eredmények	51
5.1 Hosszabb távú változások vizsgálata	51
5.1.1 A térképi adatok megbízhatósága	51

5.1.2 Szélesség és középvezetési változása.....	52
5.1.3. Mederterület változása	62
5.2 Hidromorfológiai felmérések eredményei	64
5.2.1 Felmérésből, domborzatmodellezésből adódó bizonytalanság meghatározása	64
5.2.2 A lippai felmérések eredményei.....	71
5.2.3 Az aradi felmérések eredményei	77
5.2.4 A pécskai felmérések eredményei.....	82
5.2.5 Az apátfalvi felmérések eredményei	87
5.3. A mederanyag-egyenleg időbeli változása	96
5.4. Mederanyag-egyenleg térbeli változása a kavics- és homokkitemeléssel összefüggésben	99
6. Eredmények összefoglalása, következtetések	108
7. Köszönetnyilvánítás	114
8. Irodalomjegyzék	115
9. Summary, conclusions.....	122

1. Bevezetés, célkitűzések

A fluviális rendszerek működése mindig kiemelt helyen szerepelt a földrajzi vizsgálatok során. A folyóvízi rendszereket a folyamatos átalakulás jellemezi, melyek egyben válaszok a rendszert ért közvetett és közvetlen hatásokra. Ezen változások lehetnek gyorsan végbemenő, valamint lassú akár több száz éves változások is, valamint természetes vagy mesterséges hatások. A fluviális folyamatok dinamikájának egyik kulcs tényezője a vízfolyások által szállított hordalék mennyisége és minősége, illetve a folyók hordalékháztartása (Sipos et al. 2012). A lebegtetett hordalék vizsgálata elterjedtebb, míg a görgetett hordalék kutatása hazai viszonylatban nem általános, kevesebb ilyen irányú méréssel találkozhatunk a szakirodalomban. A vizsgálatokat sokszor nehezíti a megfelelő helyszín és módszer kiválasztása. A folyóvízi mérések során ugyanis jelentős idő- és térbeli korlát van, egyetlen nap lefolyása alatt is annyit változhatnak a hidrológiai paraméterek, hogy már egy teljesen más állapotot vizsgálunk. Emellett a mérések kivitelezése is nehézségekbe ütközhet. További problémát jelenthet a vizsgálatok során, hogy a főbb folyóink teljes hosszának egy része külföldön található, így nem elég csak a hazai viszonylatokat figyelembe venni, hiszen jelentős hatással lehetnek az itteni változásokra a más országokban zajló folyamatok (Sipos 2006, Sipos et al. 2012).

A folyók morfológiáját, valamint hordalékháztartását a természetes folyamatok mellett nagyban befolyásolják az emberi beavatkozások, melyek egyre erőteljesebb hatást gyakorolnak a fluviális rendszerekre (Rózsa 2006, Kiss 2015). Az egyes folyószakaszokon több antropogén hatás is befolyásolhatja a folyó hordalékháztartását: vízgyűjtőterületek területhasználatának megváltozása (Hooke 1997, Karancsi 2006, Lóki 2006, Dávid et al. 2006), gátak, víztározók létesítése (Gregory és Park 1974, Brandt 2000, Willis és Giggs 2003), továbbá a kavics- és homokbányászat a mederből (Kondolf 1997, Harvey 2007, Blott et al. 2006). Ezen beavatkozások hatására megváltozhat a folyóvízi folyamatok intenzitása, illetve térbeli kiterjedése (pl.: meder- és ártérfejlődés, hordalékszállítás folyamata, mennyisége, mederformák alakja), melyek akár környezeti és társadalmi konfliktusok (pl.: árvizek, vízhiány, fokozott erózió, feltöltődések) forrásai is lehetnek (Rakonczai 2008), éppen ezért fontos az egyes hatások vizsgálata, az előzetes kockázatok meghatározása. Az antropogén beavatkozások következményeit azonban nehéz felmérni, ugyanis a természetes folyamatokkal párhuzamosan játszódnak le, szétválasztásuk nem minden esetben egyszerű, ha egyáltalán lehetséges (Blanka 2010, Kiss 2015).

A Maros kavicsos-homokos medre a nagy eséssel párosulva gyors változásokon mehet keresztül. Egy-egy folyószakasz formakincse akár rövid időn belül is jelentősen

megváltozhat. A természetes folyamatok mellett a már említett antropogén beavatkozások közül jelenleg a kavics- és homokkitermelés a legfontosabb emberi tényező. A mederből való bányászat, folyómorfológiára, valamint görgetett hordalékháztartásra gyakorolt hatásai azonban kevésbé ismertek. Az esetleges vizsgálatokat azonban nehezítheti, hogy a folyó morfológiailag egységes síksági szakasza két országhoz, Romániához és Magyarországhoz tartozik, míg a felmérések elvégzésére és az adatok feldolgozására nincsen egységes kidolgozott eljárás. Az esetleges kockázatok (pl.: árvízi) érdekében fontos lenne ismerni a beavatkozások hatásait, valamint akár következtetni a jövőbeni változásokra is, amennyiben megfelelő információ áll rendelkezésre a várható tendenciák esetében.

A fentebb említett problémafelvetések alapján a kutatás fő célja hidromorfológiai vizsgálatok segítségével meghatározni a mederanyag-egyenleg változását a Maros síksági magyarországi, illetve romániai szakaszán, ahol az igen intenzív hordalék-kitermelés jelentősen befolyásolhatja a természetes folyamatokat.

A fenti kérdés megválaszolásához az alábbi részcélok lettek kitűzve:

- Hosszú-távú mederváltozások vizsgálata a teljes síksági szakaszon az elmúlt 100 év tekintetében, a bányászat hatása a közép vonal és szélességváltozásra.
- Olyan mérési eljárás kidolgozása, amellyel nyomon követhető akár hosszabb távon is a mederanyag-egyenleg változása.
- A meder morfológiai változásainak rövid távú meghatározása, zátonyok fejlődésének számszerűsítése a hosszszelvény mentén.
- A folyó hossz-szelvényének mentén megfigyelt eltérő mederdinamika értelmezése, a hordalék-kitermelés hatásának szempontjából.

2. Irodalmi áttekintés

2.1 Folyók görgetett hordalékszállítására, medermorfológiára gyakorolt hatása

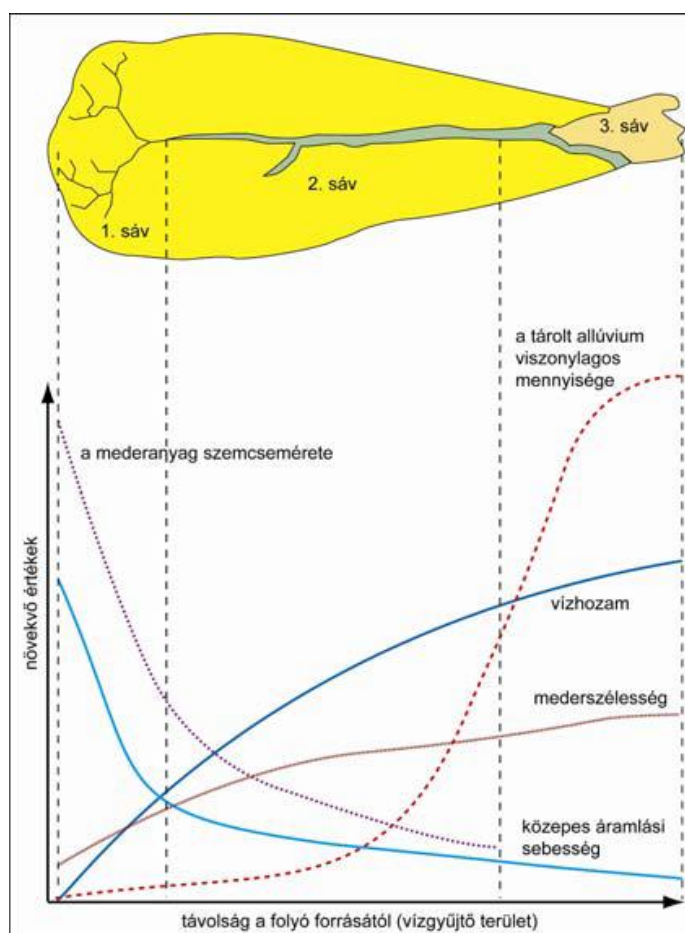
A folyómedrek morfológiáját számos tényező befolyásolja, így pl.: a vízgyűjtő éghajlati, geológiai, domborzati és növényzeti viszonyai. Az egyes befolyásoló tényezők lehetnek függő illetve független változók (Sipos 2006). A morfológiára öt független változó van a legnagyobb hatással (West 1978, Richards 1982, Morisawa 1985, Schumm 1985, Knighton 1987, 1998, Znamenskaya 2001, Sipos 2006): esés, vízhozam, hordalék mennyisége, hordalék minősége, part anyaga. Emellett még jelentős befolyással lehet a növényzet (Thorne 1997, Rowntree és Dollar 1999, Simon és Collison 2002, Murray és Paola 2003) és ezeken túl a napjainkban egyre intenzívebb antropogén beavatkozás is (Dollar 2002, Downs és Gregory 2004, Rózsa 2006). A függő változók, melyet morfológiainak is neveznek, az adott vízfolyás formáját jellemzik a keresztmetszet, hosszmeteszet valamint a felülnézet tekintetében (Schumm és Lichty 1965, Thorne 1997, Sipos 2006). Az említett változók közül a legfontosabb mederalak irányító tényező a vízhozam és a hordalékhozam (Kádár 1969, Thorne 1997). A szállított hordalék fajtája a meder keresztmetszeti alakjára is befolyással van. Ha a lebegtetett hordalék van túlsúlyban, akkor általában keskeny mély meder alakul ki, míg ha jelentősebb a görgetett hordalék mennyisége, akkor szélesebb, de kevésbé mély meder a jellemző (Lóczy és Veress 2005).

A hordalék-szállítást longitudinális, laterális és vertikális kapcsolatok jellemzik. A longitudinális kapcsolat főként magát a medret jellemzi, a felső és alsó szakasz közötti kapcsoltsági viszonyokat, továbbá a mederben mozgó hordalék mennyiségét. A laterális kapcsolat a meder és tágabb környezete között értelmezhető: lejtő-meder vagy ártér-meder viszonylatban. A vertikális kapcsolat a felszín és felszín alatti térszíneket köti össze. Ezeket a kapcsolatokat az emberi beavatkozás jelentősen módosíthatja (Fryirs et al. 2007).

A folyók által szállított hordalék a vízgyűjtő felszínének aprózódásából vagy mállásából, vízmosások, illetve lejtős tömegmozgások révén kerülhet a folyóba laterális kapcsolat révén. Itt elsősorban a csapadék mennyiségétől függ, hogy mennyi hordalék jut el a lejtőkről a mederbe. A vízgyűjtőterületre hulló csapadék hatására felületi erózió keletkezhet, csepperózió és lejtőöblítés formájában. Az erózió mértékét azonban jelentősen befolyásolja a csapadék eróziós képessége (beesési szög, cseppek mérete), illetve a felszín erodálhatósága (anyaga, lejtőszöge, növényzettel való borítottsága; Kerényi 1991). A talajfelszínen létrejövő vízlepel egy idő után felszakadozik és ágakra különül el, melynek során kisebb vízfolyások alakulnak ki. Ezen vízfolyások szállítják tovább a csepperóziók által megmozgatott talajszemcséket, valamint tovább erodálják a felszínt (lineáris erózió), ami lehet barázdás,

árkos vagy vízmosás erózió. A barázdás felszínformálás esetén kezdetlegesen néhány centiméter vagy deciméter mély barázdák keletkeznek, melyben a turbulens vízmozgás is jelentős (Brunton és Bryan 2000, Sauchyn 1999). Az árkos erózió során már mélyebb akár méteres nagyságrendű, meredek falú formák is létrejöhetnek, melyek évekig is fennmaradhatnak (Hudson 1985, Kirkby 1969). A forma antropogén hatásra is keletkezhet: erdőirtás (Karancsi 2006), mezőgazdasági munkák (Lóki 2006), utak keréknyomai (Dávid et al. 2006).

A lejtőkről származó hordalék mellett a folyó további jelentős mennyiséget termelhet az eróziós tevékenysége során. Az eróziós folyamat lehet bevágódás, oldalazó vagy parterózió, illetve hátravágódó erózió (regressziós meder- illetve völgyfejlődés). A bevágódással járó eróziók esetében egy-egy keresztmetszvényben jól kimutatható medermélyülés figyelhető meg, míg az oldalazó eróziónál a partok alámosása történik, a meder kiszélesedik (Lóczy és Veress 2005). Ha erózió során a kisebb szemcsék kimosódnak a nagyobbak közül, egy stabil felület, mederpáncél jön létre, ami megakadályozza az alatta lévő hordalékok elszállítását. Ez nagyban befolyásolhatja kavics és homokos-kavics medrű folyókban a görgetett hordalékmozgás jellegét. A mederpáncél csak egy-egy nagyobb árhullám esetén mobilizálódhat, azonban ilyenkor a hordalékhozamban egy drasztikusabb változás jöhet létre. (Szombati 2014).



1. ábra: A folyami paraméterek értékeinek változása (Schumm 1977 alapján Lóczy 2011).

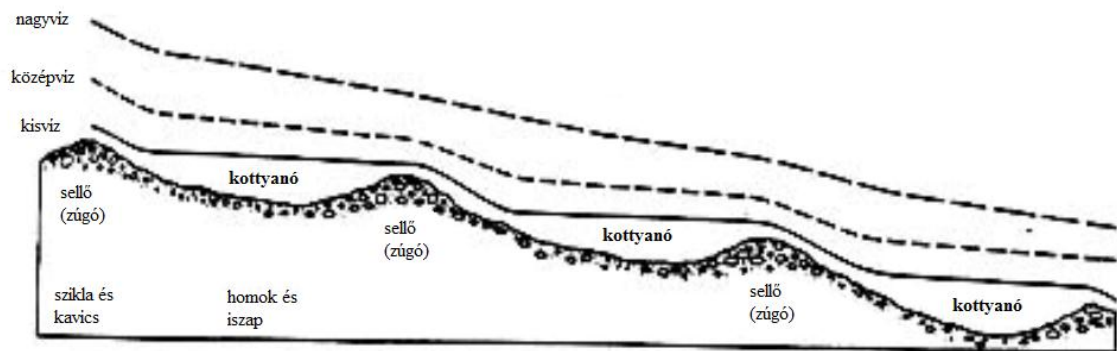
Az eróziók hatására növekszik a folyóban található hordalék mennyisége, így a folyó alsóbb szakaszain hordaléktöbblet keletkezik (1. ábra; Lóczy 2011). Ezt a többletet a folyó mind a mederben mind pedig az ártérben lerakhatja. A legtartósabb hordaléklerakás a folyóvízi völgyekben (ártér, terasz), hordalékkúpon, illetve deltákban történik, míg kisebb időtartamban, a mederben és a mederszegélyben (1. táblázat). A hordalékfelvétel és leadás hatására már önmagában is ritmikusává válik a folyóvízi meder és felszínformálódás. A szállítás során csökken a hordalékszemek mérete, emellett a folyó esésének csökkenésével a szemcseméret finomodik, a hordaléktömeg csökken, míg a vízhozam általában emelkedik (1. ábra). A hordalék a folyó hossz-szelvénye mentén szemcsenagyság szerint osztályozódik. Ilyen osztályozódás az egyes folyószakaszok kereszt-szelvényében is megfigyelhető, a legdurvább hordalék a sodorvonalban, míg a finomabb szemcsék a kisebb vízsebességű (általában partközeli) részeken mozognak, illetve rakódnak le (Rubey 1952, Szabó 1998, Lóczy 2011, Chapuis 2015).

1. táblázat: *Hordaléklerakás a mederben (Lóczy és Veress 2005).*

az üledék lerakódási helye	fácies	formák
meder	átmeneti mederlerakódások	időleges (homokfodrok, dűnék, antidűnék) vagy tartós (gázlók, üst, mederközepe zátonyok)
	maradék lerakódások	torlatok
	mederkitöltések	malágyok, morotvák
mederszegély	laterális akkréció	oldal-, váltó- és övzátonyok

Felső szakasz jellegű vízfolyások esetében a folyó munkavégző képessége az esetek többségében meghaladja a szállított hordalék mennyiségé, ezáltal jelentős a felszín formálása, mélyítése. A medret felépítő anyagok a nagyobb görgetegek, kavicsok, valamint a koptatásból és a vízgyűjtőről származó finomabb hordalék. A finom hordalék mozgatása, átrendezése kisebb árhullám idején is megtörténik, míg a nagyobb görgetegek csak a jelentősebb, mederkitöltő áradások esetén. A sziklamedrek felépítésére általában a lépcsőzetes felépítés a jellemző (2. ábra; Dunne és Leopold 1978, Grant et al. 1990), mederkottyanók és gázlók sorozata, illetve zúgók, sellők és mederlépcsők alkotják a hossz-szelvényt. Anyagukat tekintve az aprókavicstól a nagyobb görgetegig terjednek és a medret felosztó eróziós és akkumulációs formák. Hegyvidéki vízfolyások esetében általában a sellők összhossza a legnagyobb. A lépcsőzöttség hatására gyakran osztályozódik a hordalék szemcsemérete a hossz-szelvény mentén, ahol a kisebb esésű akkumulációs szakaszokra durvább, jobban

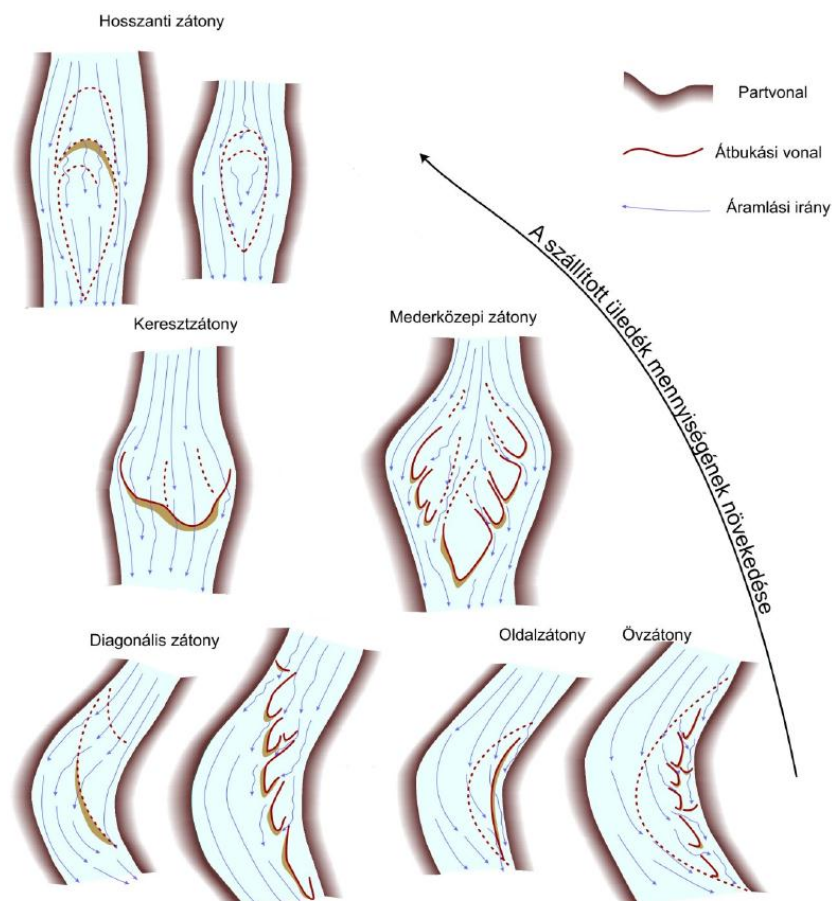
tömörödött, míg a nagyobb esésűekre kisebb szemcseméretű azonban érdekesebb felszín a jellemző az erózió hatására (Iseya és Ikeda 1987).



2. ábra: Sziklamedrek felépítése (Dunne és Leopold 1978).

A folyó alsóbb szakaszán a homokos mederben képződő formák közül a homokfodrok a legkisebbek, melyek kisebb vízsebesség mellett is kialakulhatnak megfelelő szemcseméret esetén. Magasságuk általában nem éri el a 0,5 m-t, míg hullámhosszuk 1 m alatt marad (Bridge 2003, Balanchandar és Reddy 2011). A vízsebesség növekedésével már nagyobb formák, dűnék és antidűnék (Bridge és Demicco 2008) alakulnak ki a homokos medrű vízfolyásokban, melyek alakja hasonló a homokfodrokéhoz (Liu 2001, Bridge 2003). A zátonyok a hordaléktöbblet lerakása során keletkeznek, a lecsökkent szállítási kapacitás eredményeként általában a vízfolyások alsóbb szakaszán, ahol kisebb az esés és ezáltal a munkavégző képesség is (Ashworth 1996, Charlton 2007). Hosszuk általában a vízfolyás szélességével, míg magasságuk folyó mélységével van arányban (Knigthon 1998, Bridge 2003). Nagyvízes időszakokban a folyamatos mozgás mellett akár a folyószakasz teljes átrendeződése is végbemehet így a vizsgálatuk nehézségekbe ütközhet (Einsele 1992). A mederben való elhelyezkedésük és formájuk alapján 5 alapvető zátonytípust különböztetünk meg Chuch és Jones (1982) nyomán, mely egyben a stabilitásuk sorrendjét is meghatározza (Sipos 2006; 3. ábra):

- hosszanti zátony
- keresztzátony
- mederközepi zátony
- diagonális zátony
- oldal- és övzátony



3. ábra: Zátonyok típusai (Chuch és Jones 1982 alapján Katona 2014).

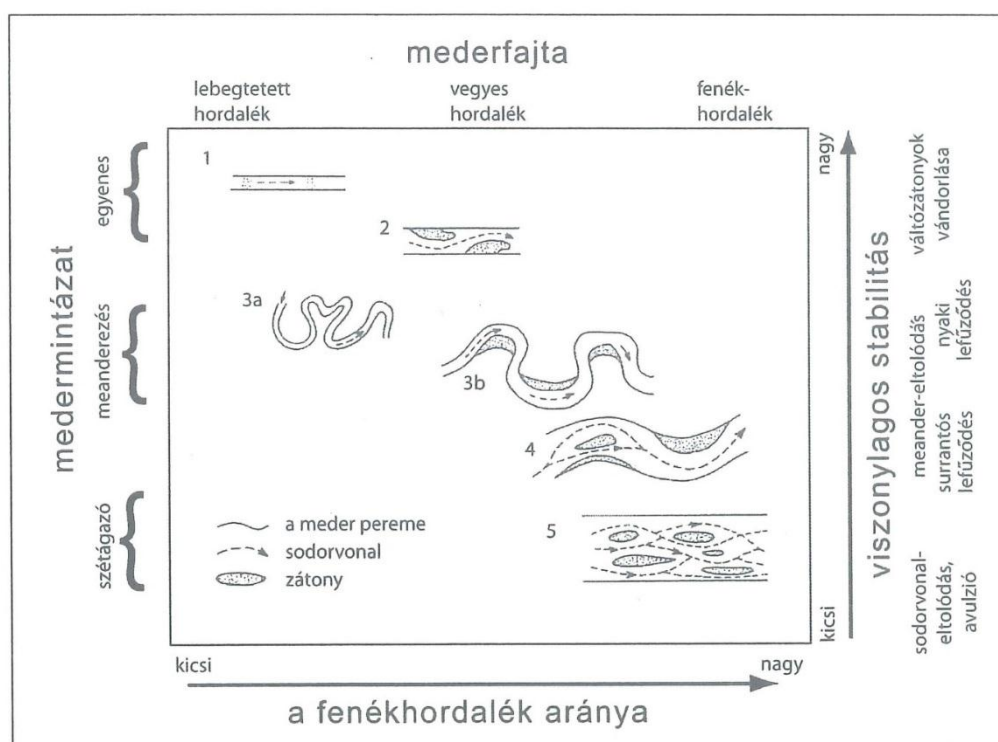
A hosszanti, kereszt- és mederközei formák a folyók szélesebb gázló szakaszain a jellemzőek, fejlődésük a folyásirányban folyamatos. A hosszanti zátony alapját durva szemcsés üledékek alkotják (Santos és Stevaux 2009), az épülés folyamán horizontális osztályozódás jellemző (Brown 1997). A keresztzátonyok karéjos vagy ék alakúak (Brierley és Fryirs 2005), rétegzettségük hasonló, mint a hosszanti zátonynak. Meder közei zátony felépítését tekintve általában jól osztályozott, kereszt-rétegzett kavics és homok (Lóczy 2006). A diagonális, oldal- és övzátonyok a partokhoz kapcsolódnak, azzal a különbséggel, hogy míg a diagonális mind a két parthoz, addig a másik kettő csak az egyikhez. A diagonális zátonyok homokos és kavicsos medrekben is létrejöhetnek, nyelv alakúak és általában szabályos távolságra vannak egymástól (Brown 1997, Brierley és Fryirs 2005). Az oldalzátony az egyenes folyószakaszok jellemző formája, homokos és kavicsos mederben egyaránt (Balogh 1991). Felépítésére a kereszt- és hullámos rétegzettség a jellemző, a szemcsék finomodása a felszín fele kevésbé jellemző (Santos és Stevaux 2009). Az övzátonyok a meanderező szakaszokon jelentkező (Taylor 2002, Reading 2009), a kanyarulatok belső oldalán egymással párhuzamos elrendezésű formák a mederben. Felépítését tekintve az alsóbb rétegek durva hordalékból, míg a felsőbbek finomabb üledékekből állnak (Ashwort et al. 2000). A Maros

síksági szakaszát három fő zátonytípus jellemzi. A medertágulatokban a szigetek, vagy partok között folyamatosan előrenyomuló mederközepe, valamint oldalzátonyok (váltózátonyok), míg a meanderező szakaszokon övzátonyok a jellemző formák. A zátonyok kialakulására jellemző, hogy alapját, formáját a nagyvizek hozzák létre, majd a kisvizek az erózió folytán átformálják azt (Balogh 1991, Bridge 2003, Sipos és Kiss 2003). Legnagyobb számban az oldalzátonyok figyelhetők meg a folyószakaszon, utána a mederközepe zátonyok, majd a kanyarulatoknál található övzátonyok. Hosszukat tekintve az első helyen az övzátonyok vannak, utána az oldalzátonyok, majd a mederközepe zátonyok következnek (Sipos 2006, Sipos et al. 2012). Az utóbbi évtizedekben az övzátonyok épülése gyors ütemben zajlott, helyenként az éves épülés mértéke elérheti a 10 m/év mennyiséget, melyhez a külső íven 2 m/év körüli erózió adódik (Blanka et al. 2006, Sipos és Kiss 2008).

2.2 A hordalék szerepe a vízfolyások morfológiájának meghatározásában

A hordalék mennyisége, minősége a medrek felépítése, valamint zátonytípusai mellett a folyó morfometriáját is nagyban befolyásolhatja. A nemzetközi irodalomban éppen ezért inkább a folyómedrek mintázatával jellemzik a folyók felszínformálását. Három fő típusba sorolhatóak az egyes folyószakaszok hordalék-szállítási képesség, az esés, valamint a vízhozam alapján (4. ábra; Leopold és Wolman 1957, Leopold et al. 1964, Schumm 1985, Sipos 2006):

- Egyenes: természetes kialakulása ritka, antropogén beavatkozások (pl.: folyószabályozás) hozzák létre, keresztirányú zátonyok jellemzik. A szállított hordalék szinte kizárólag lebegetett frakció.
- Meanderező: kanyargó meder, a domború part épül, míg a homorú pusztul. Kisebb mennyiségben görgetett hordalékot is szállít, fő formája az övzátonyok. Képződésének egyik feltétele a meder kisebb esése, közel állandó vízállás, valamint a lebegetett hordalék túlsúlya a görgetett hordalékkal szemben.
- Fonatos (szétágazó): A kisebb esés következtében lecsökken a hordalékszállító képesség, így a medret zátonyok tagolják, melynek során a sodorvonalat is több ágra oszthatják, azonban még egységes medernek tekinthető. A zátonyok durva hordalékból épülnek fel és egy-egy nagyobb áradás során akár a teljes átrendeződés is megtörténhet. De kisebb vízállások során is jellemző a folyamatos mozgás. Vízhözama erősen ingadozik, a meder szélessége mindig jóval nagyobb, mint a mélysége.



4. ábra: Medermintázatok típusai, a hordalékszállítási és stabilitási tulajdonságokkal (Schumm 1977, Lóczy és Veress 2005).

Schumm (1977) egy egyszerűbb felosztást használ, melynek során a folyók hordalékszállítását veszi alapul a mederosztályozást (2. táblázat), melyhez a különböző folyómechanizmusokat kapcsolja hozzá.

2. táblázat: Medertípusok a hordalékszállítás alapján (Schumm 1977).

medertípus	a fenékhordalék aránya az összes hordalékból (%)	szélesség/mélység aránya	esés
lebegtetett hordalékú meder	<3	<10	kicsi
vegyes hordalékú meder	3-11	10-40	mérsékelt
fenékhordalék-meder	>11	>40	nagy

A Maros romániai, síksági szakaszán a meanderező mintázat volt a domináló a szabályozások előtt, néhol aszimmetrikus és túlfejlett kanyarulatokkal, míg a folyó magyarországi szakasza meanderező és anasztomizáló mintázatot mutatott. A 19. században lezajlott szabályozások jelentősen módosították a morfológiáját az egyes folyószakaszoknak. A Maros síksági szakaszának hossza jelentősen lecsökkent a kanyarulat-átvágások hatására, azonban a folyó új kanyarulatokat kezdett fejleszteni Ópálos és Mondorlak között, valamint a Pécska alatti szakaszon. A kiegyenesítést tehát kisebb szakaszok kivételével (pl. Pécskánál) a

folyó nem fogadta el. A partbiztosítással ellátott folyószakaszok (pl. Lippa) fejlődése azonban lassú, alig változtak az elmúlt évtizedekben. A magyarországi szakaszra a közel egyenes (Makó-torkolat) és meanderező mintázat lett a fő jellemző a szabályozások után, emellett kisebb szakaszokon (pl.: Apátfalva) fonatos mintázatot mutat (Sipos 2006, Kiss és Sipos 2007, Sipos és Kiss 2008, Sipos et al. 2012).

A természetes folyamatok és változások mellett az ember is jelentősen befolyásolhatja a folyók görgetett hordalékának mennyiségét, illetve szállítását, ezáltal a létrejövő mederformák méretét és fejlődését.

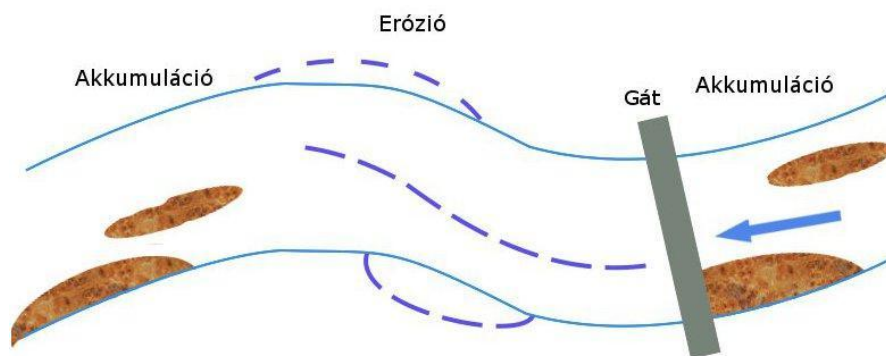
2.3 Antropogén beavatkozások hatása a görgetett hordalékszállításra

Napjainkban az antropogén folyamatoknak hasonló szerepük van a felszínformálásban, mint a természeti és geomorfológiai tényezőknek (Rózsa 2006). Éppen ezért fontos az emberi beavatkozások természetes folyamatokra gyakorolt hatásának vizsgálata.

A hordalékháztartást befolyásoló antropogén beavatkozás történhet közvetlen és közvetett módon is, mely lehet pontszerű vagy akár területi kiterjedésű is, hatása pedig szintén lehet közvetlen és közvetett is (Brierley és Fryirs 2005). Ezen beavatkozások nagymértékben befolyásolhatják a folyók energiaviszonyait, ezáltal a hordalékszallító képességét. A hordalékháztartásban így megváltozhat a hordalék mennyisége, minősége. A folyómedreket közvetlenül érintő antropogén beavatkozások a gátak, víztározók építése (Fergus 1997), bányászati tevékenységek (Kondolf 1997), míg közvetetten a területhasználat megváltozása a vízgyűjtőn (Karancsi 2006). Emellett az árvízi szabályozások közvetett és közvetlen módon is hatnak a folyószakaszok morfológiai felépítésére, átalakulására (Blanka 2010, Sipos et al. 2012, Kiss 2015).

2.3.1 Gátak, víztározók hatása

Egy folyóra épített gát, illetve víztározó jelentősen módosítja a morfológiai és hordalék-szállítási kapcsolatot az egyes folyószakaszok között. Elsődleges feladatuk a víztározás, melynek során csökkentik az árvizek gyakoriságát, valamint a kisvizek szintjét az alsóbb szakaszokon (Fergus 1997, Magilligan és Nislow 2001, Magilligan et al. 2003). Ezen hatások a torkolat felé haladva folyamatosan csökkennek, különösen, ha mellékfolyó is becsatlakozik (Richter et al. 1998, Galat és Lipkin 2000, Batalla et al. 2004). A gátak jelentős befolyással lehetnek a folyók hordalékháztartására, megakadályozva a folyórendszeren a longitudinális anyagmozgást (Willis és Griggs 2003, Fryirs et al. 2007), s ezzel a medermorfológiát is (Gregory és Park 1974, Xu 1996, Brandt 2000; 5. ábra).

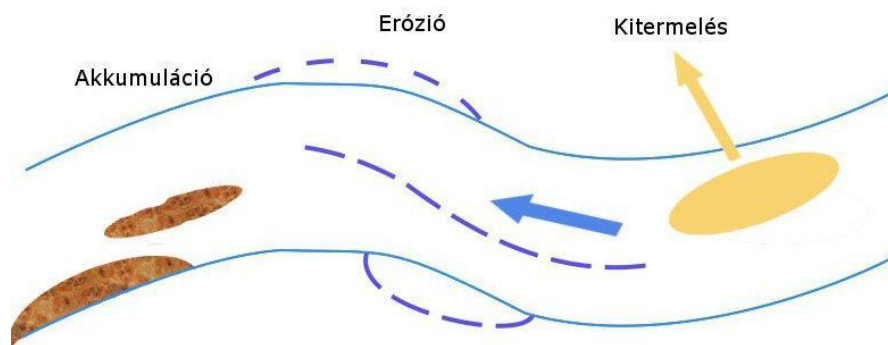


5. ábra: Gátak hatása a folyók hordalékháztartására.

A gátak és víztározók ellentétesen módosítják az előtte és az utána lévő folyószakaszt. A gát megakadályozza a görgetett hordalék továbbszállítását, amely így folyamatosan felhalmozódik a gát mögötti tározóban, fokozatos kapacitás veszteséget okozva, a völgytalp szintjének emelkedésével (Fels 1976, Szabó 2006). A kezdeti gyors feltöltődés idővel lassul (Leopold és Bull 1979), azonban a víztározók az egyik leghatékonyabb hordalékcsapdák, hiszen szinte a teljes görgetett hordalék mennyiségét megfogják (Williams és Wolman 1984). A gát alatti folyószakaszon a hordalékhiány miatt megnő a folyó munkavégző képessége, ezáltal jelentős erózióra lesz képes, bevágódás és laterális erózió is felléphet (Pitlick és Wilcock 2001, Blanka 2010). A hordaléktermelés hatására az alsóbb szakaszokon újbóli hordalék-felhalmozás alakulhat ki (Harvey 2007). A folyók torkolata is jelentősen átalakulhat a változó hordalékháztartás hatására (Blott et al. 2006). A tároló esetleges megszüntetésével megváltozhat a folyó esésgörbéje, az akkumulált anyagban bevágódás kezdődhet meg, melynek során teraszképződés és megindulhat (Szabó 1998).

2.3.2 Hordalék-kitermelés, bányászati tevékenység

A bányászat az egyik legközvetlenebb antropogén beavatkozás, mely megváltoztatja a hordalékháztartást a folyómederben. Számos folyón zajlik homok- és kavicskitermelés, ami történhet a folyóparton, vagy közvetlenül a mederből (Dávid 2006). A folyó melletti bányászatnál a kitermelt meddőhányó becsúszása a folyóba, a hordalék mennyiségének növekedését okozhatja (Dávid 2006). A folyóból történő bányászat általában ezzel ellentétes folyamatot eredményez (6. ábra).

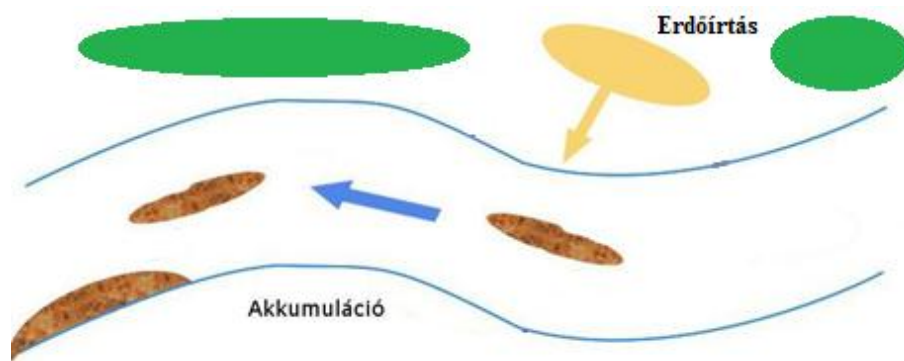


6. ábra: *Bányászat hatása a hordalékháztartásra.*

A nagymértékű kitermelés hatására jelentősen lecsökkenhet a folyóban a görgetett hordalék mennyisége. A hordalékszállítás menetében gyengül a kapcsolat, csökken a továbbított hordalék mennyisége. A gátépítéshez hasonló hatások jelentkeznek: a folyó alsóbb szakaszain a hordalékhiány miatt jelentősen megnő a folyó munkavégző képessége, így ott jelentős erózió indulhat el, a folyó bevágódik, regenerálva a hordalék mennyiségét, amely az alsóbb szakaszokon akkumulálódhat (Kondolf 1997, Harvey 2007). A zátonyok fejlődése a felvízi szakaszon gátolva van, az alsóbb részekben azonban a geomorfológiai fejlődés folyamatos, esetenként gyorsul is (Blott et al. 2006, Wishart et al. 2008, Martín-Vide et al. 2010).

2.3.3 Területhasználat változása a vízgyűjtőn

A folyók hordalékának jelentős része a vízgyűjtőterületekről kerül a folyóba laterális kapcsolatok révén. Az eróziót, és azt, hogy mennyi hordalék kerül a folyóba főként a csapadék mennyisége, a felszínfedettség és a relief határozza meg (Erdősi 1987). A vízgyűjtő hordalékháztartását a társadalom leginkább a felszínfedettség, illetve területhasználat megváltoztatásával befolyásolja, ugyanis a területen található növényzet egyfajta pufferként, geomorfológiai értelemben takaróként (Fryirs 2007) működik a rendszerben, hiszen megakadályozza az anyag folyórendszerbe való jutását (Sándor 2011). Azonban főként antropogén beavatkozás végett bekövetkező területhasználat változás (pl. mezőgazdasági tevékenység, erdőirtás) hatására egyre több lehet az eróziós felszín (7. ábra; Hooke 1997, Karancsi 2002, 2006, Lóki 2006).



7. ábra: Erdőirtás hatása a hordalékháztartásra.

Ezen térszínek mentén mély árkok, vízmosások alakulhatnak ki, nagy mennyiségű hordalékot szállítva a völgyekbe, folyókba, ami akár a meder feliszapolódását is okozhatja (Milliam et al. 1987, Konecsny 2000). A mezőgazdasági művelések természetes alakzatokat is átalakíthatnak, ilyen pl. a völgyek keresztmetszeteinek megváltozása: oldallejtőkön erodált anyag hatására „V” alakú völgyből „tál” alakú keletkezik (Szabó 1998). A talajerózió elleni védekezés, valamint az urbanizáció hatására ellentétes folyamatok indulhatnak meg. Lecsökken a folyóban a hordalék mennyisége, ezáltal mederbevágódás, valamint parterózió indulhat meg. Az így szerzett többlethordalék pedig az alsóbb szakaszokon jelentősebb akkumulációhoz vezethet (Kiss 2015).

2.3.4 Árvízi szabályozások

Az árvízvédelmi szabályozások jelentős hatással lehetnek a folyók morfológiai folyamataira, melynek során megváltoztathatják annak hidraulikai jellemzőit, az erózió és az üledék-felhalmozás mértékét (Kerényi 2006). A szabályozások fő célja a mezőgazdasági területek növelése (Szabó 2006). Az árterek mentesítése és az árvizek gyorsabb levonulása érdekében mederátvágásokkal csökkentették a folyók hosszát, amelynek hatására megnövekedett az esésük. Az esés növekedésével nagyobb lesz a munkavégző képesség is, melynek során bevágódás indul meg. A kisvizek szintje lecsökken, azonban emellett az árvízi szintek növekedését is eredményezheti, így a vízjárás szélsőségesebbé válik (Kiss 2015). A gátak közé szorított folyó a hordalékát árvízkor csak kisebb területen képes lerakni, ami a meder további szűküléséhez vezet a hullámterek feltöltődésével (Lóczy és Veress 2005). A szabályozások emellett szemianthropogén folyamatokat is elindíthatnak, melynek során a környező területeken okozhatnak talajvízszint-csökkenést, ami a talajok átalakulását eredményezheti (Szabó 1998).

A Maros síksági szakaszán az említett antropogén beavatkozások közül napjainkban a bányászat a legfontosabb, azonban ennek morfológiára gyakorolt hatásai kevésbé ismertek. A

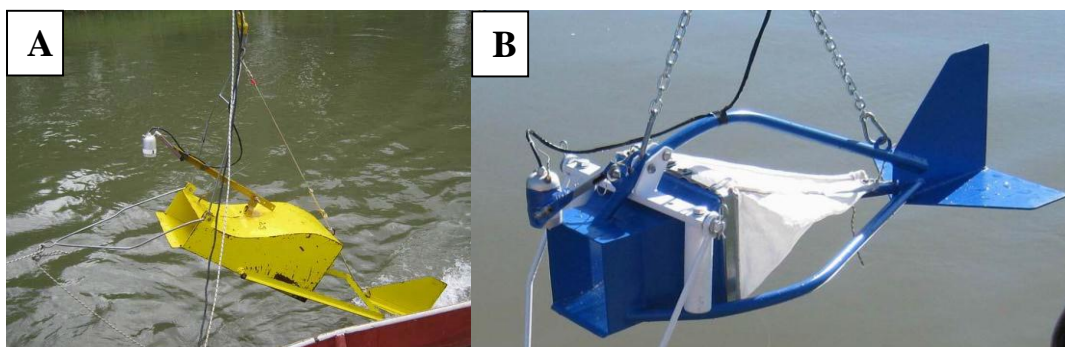
kavics- és homokkitermelés hatásának vizsgálatát legjobban az egyes területek görgetett hordalék háztartása alapján van lehetőség vizsgálni.

2.4 Mérési eszközök a görgetett hordalék és a mederanyag-egyenleg mennyiségének meghatározására

A folyóban szállított görgetett hordalék mennyiségét közvetlenül és közvetetten is lehet vizsgálni. Pontos mérése azonban rendkívül nehéz, ugyanis mozgása szakaszos jellegű, melyet befolyásol az aktuális vízsebesség és vízhozam, a folyómeder felépítésének változása, a hordalék kopása és osztályozódása, valamint a medermorfológia szakaszos változása, illetve a feltöltődések is. A mérések mellett statisztikai adatokkal, becslésekkel (Csorna 1966, Bogárdi 1971, Kiss et al. 2008), valamint modellek segítségével is lehetőség van a görgetett hordalék mennyiségének meghatározására (Li et al. 2008).

2.4.1 A görgetett hordalék mennyiségének mérési lehetőségei

A közvetlen mérési eljárások leggyakrabban alkalmazott módszere a hordalékcsapdák és hordalékfogók. A hordalékcsapdák általában a mederfenéken elhelyezett tálcák, melyek kisvízfolyásokon használhatóak (Leopold és Emmett 1976). Hatásfokuk megfelelő, azonban az elhelyezésük a meder megbolygatásával jár és a tálcák feltöltődése igen gyors is lehet (Goudie 1990, Kiss et al. 2008). Éppen ezért nagyon fontos a mérési idő megfelelő kiválasztása (Li et al. 2008) Nagyobb vízfolyások esetén elterjedt mérési eljárás a hordalékfogók használata, melyek közül a leggyakoribb a Helley-Smith (Helley és Smith 1971; 8. ábra B) mintavevő, ami a homokos mederszakaszok vizsgálatára alkalmas (Rákóczi és Szekeres 2003, Kiss et al. 2008), valamint a Károlyi-féle (Károlyi 1947; 8. ábra A), mely kavicsos medreken alkalmazható jól.



8. ábra: Károlyi-féle (A) és Helley-Smith hordalékfogó (B; Szlávik et al. 2012).

A hordalékfogók váza általában vaskeret, amelyre szítaszövetet húznak, s a mederfenékre kötél vagy rúd segítségével eresztik le. A hordalékfogók a csapdákkal ellentétben rosszabb hatásfokkal dolgoznak, melynek becsült értéke 45-60 % (Bogárdi 1971). A rosszabb hatásfok oka, hogy nagyobb ellenállást fejtenek ki, mint a csapdák, turbulencia keletkezhet, valamint a hordalék felfogására használt szítaszövetek átengedik a kisebb méretű homok frakciót, emellett pedig lassítja az áramlást (Hicks és Gomez 2003). Jelentős hibátényező lehet még a műszer nem megfelelő illeszkedése a mederfenékre, melynek hatására jelentős hibával terhelt a mérés. Ezen probléma kiküszöbölésére víz alatti kamerákat lehet elhelyezni a hordalékfogóra, mellyel nyomon követhető a műszer leérkezése a mederfenékre (Rákóczi és Szekeres 2003). A hordalékcsapdák és hordalékfogók mellett lehetőség van még nyomjelző anyagok használatára, azonban használatuk körülményes, hatásfokuk pedig alacsony (Hassan és Ergenzinger 2003).

2.4.2 A mederanyag-egyenleg mérésének lehetőségei

A hidromorfológiai felmérések célja a meder fejlődésének, változásainak meghatározása, nyomon követése. Segítségével elemezhető a medermorfológia változása, a meder dinamikája (Kiss et al. 2008). Megfelelő domborzatmodellek esetén meghatározható a medertérfogat változása, az egyes mérési időpontok között. A felmérésekhez több eszköz is használható, melyek azonban mind a felmérés menetében, mind a szolgáltatott adatot illetően jelentősen különböznek egymástól (3. táblázat).

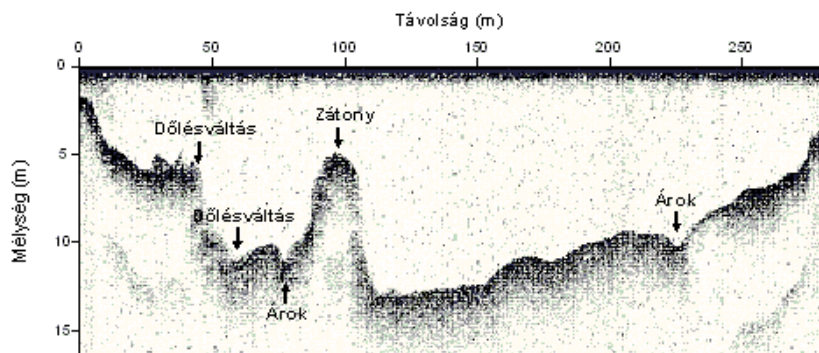
3. táblázat: Hidromorfológiai felmérésekhez alkalmazható eszközök.

Műszer	Mérési környezet	Működés elve	Szolgáltatott adat
Szonda rúd	víz alatt	közvetlen mérés	pont
Szonár	víz alatt	ultrahang	pont
Mederszkennér	víz alatt	ultrahang	pont/felszín
ADCP	víz alatt	ultrahang	pont
Mérőállomás	víz felett	optika/lézer	pont
RTK GPS	víz felett	rádiójelek	pont
Fotogrammetria	víz felett	légifotó	felszín
Távérzékelés	víz felett	elektromágneses energia	felszín
LIDAR	víz felett	lézer	pont/felszín
Vízi szeizmika	víz alatt	lökés hullámok	szelvény
Georadar	víz alatt	elektromágneses energia	szelvény

A szondarúd alkalmazása a mederfelmérés egy klasszikus technikája. A mérőrudat a meghatározott pontokban a mederre kell helyezni, majd leolvasni a mélységet. Mélyvíz esetén

hajóból, kötél segítségével történik az adatfelvétel. Az eljárás azonban lassú és körülményes (Németh 1959).

A szonár kis- és nagyfrekvenciás impulzusokat bocsát ki (50 - 800 kHz között), melyek hullámmozgással terjednek a vízben, amikor a jelek a mederhez érnek, illetve bármilyen tárgyhoz, egy részük visszaverődik a műszerhez. A víztől eltérő sűrűségű közeg távolságát a terjedési idő és sebesség alapján határozható meg. A jel egy része beléphet az új közegbe is, s ott újabb visszaverődés történhet, amelynek hatására akár több felület is kirajzolódhat. A meder éles, kontrasztos határvonallal jelenik meg (9. ábra; Prónay és Törös 2001). A mederszkenner szintén ultrahangos elven működik, a változó közeghatárról visszaverődő jel rajzolja ki az egyes formákat. Nagy előnye, hogy megfelelő látószögű (vízmélység befolyásolja) műszer esetén egy folyóközepi hosszanti mérés segítségével felmérhető a teljes meder, amennyiben megfelelő mélységű a víz. Kisebb látószögű műszerek esetén vagy alacsonyabb vízállásnál több szelvény felvételére is szükség lehet (Sziebert 2010). Segítségével nagy felbontás mellett térképezhető a vízfelszín alatt lévő meder felépítése, formái. A felmérési technikát sokrétűen használják hidromorfológiai felmérések során (Eilertsen és Hansen 2008, Topping et al. 2007, Wilson 1986), azonban a hazai vízügyi gyakorlatban alig elérhető.

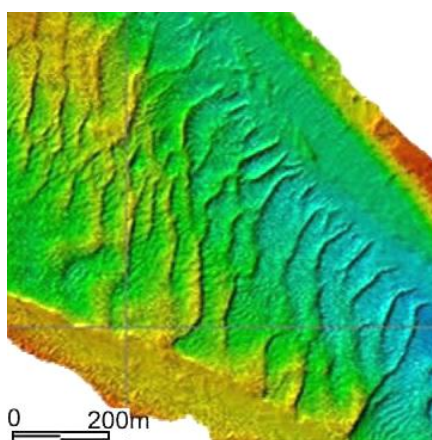


9. ábra: Szonárfel mérés a Dunán (Prónay és Törös 2001).

Az ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) műszer fő alkalmazási területe a vízsebesség és vízhozam mérés. Az ADCP-vel történő sebességmérés a Doppler-effektuson alapul, ennek megfelelően a műszer 4 mérőfejen, állandó frekvencián ultrahangot bocsát ki 600-1200 kHz-en, amely visszaverődik a lebegtetett hordalék szemcséiről. A Doppler-effektus miatt a visszakapott jel frekvenciája megváltozik az illető szemcsé sebességének függvényében. Ha a részecske közeledik, a visszaverődő hang frekvenciája megnő, míg ha távolodik, akkor csökken. Minél nagyobb a frekvenciaváltozás, annál gyorsabban mozog a lebegtetett hordalék, így a víz. (RD Instruments 1996, Kostaschuk et al. 2005). Az ADCP-t

sokrétűen használják áramlási viszonyok és vízsebesség mérések és változások meghatározásához (Richardson és Thorne 2001, Tiron et al. 2009).

Az ADCP ugyanakkor alkalmas mederfelmérésre is, ugyanis a 4 mérőfej által mért mélységet a műszer átlagolja, s ez lesz az aktuális pontban mért mélység. Megfelelő kalibrációval vizsgálható a lebegtetett hordalék mozgása és mennyisége is. A műszerrel összehasonlítható az egyes területek hordalékháztartása (Gómez et al. 2010; 10. ábra). Nagy előnye az egyszeri méréssel rendelkezésre álló vízsebesség, illetve mélység adat, kiegészítve egyéb adatokkal (idő, vízhőmérséklet, hajó sebessége stb.) Hátránya, hogy teljesen tiszta vízben, illetve nagyon nagy lebegtetett koncentráció mellett kevésbé jól használható (RD Instruments 1996).



10. ábra: Mederdomborzat ADCP-s felmérés segítségével (Gómez et al. 2010).

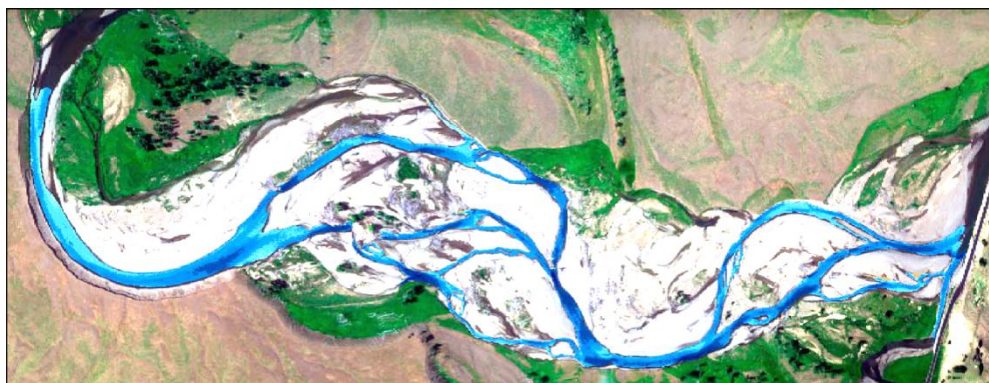
A mérőállomás egy szoftverrel és távolságmérővel ellátott teodolit, amely egy prizma segítségével határozza meg a pont távolságát, a kisugárzott és visszavert jel időkülönbségéből (Varga 2003). A mérés során a prizmát a terep jellemző pontjaira érdemes helyezni, formákban gazdag térszíneken sűrűbben, míg sík felszíneken ritkábban is elegendő pontokat felvenni (Kerekes 2009). Előnye a pontok egyszerű felvétele, azonban nagy területek felmérése időigényes, míg a víz alatti térrészeket csak kisebb vízmélységig lehet felvételezni.

A GPS technika alapja a műholdak által sugárzott rádiójeleken alapul. Ezen sugárzott jeleket érzékelik a földi vevők. Ahhoz, hogy a földi helyzetünk meghatározható legyen, legalább 4 műholdat kell látni, illetve kommunikálni velük (Bartha 2012). A GPS technika fejlődésével, a báziskorrekción beindításával egyre pontosabb műszerek állnak rendelkezésre, melynek alkalmazása a hagyományos, távolságmérésen alapuló mérési eljárásokat egészíti, vagy váltja ki teljes mértékben (Hutchinson és Gallant 1999, Lange és Gilbert 1999). Az RTK (Real Time Kinematic) rendszerek valós időben szolgáltatnak nagy pontosságú vízszintes és magassági adatokat, ezáltal akár cm pontosságú mérések végezhetőek el vele (Sziebert 2010,

Bangen et al. 2014). Más műszerek, (pl. ADCP, mérőállomás) számára kiegészítő műszerként is alkalmazható, így pontos helymeghatározás érhető el (Bangen et al. 2014). A GPS technika gyors és pontos felvételezést biztosít, amely önmagában is alkalmazható a felszín feletti mederrészek térképezéséhez, azonban erdők alatt kevésbé alkalmazható az égbolt kitakarása végett.

A fotogrammetriai felvételezések során főként repülőből (de lehet bármilyen levegőben lévő fényképező rendszer) készült légifotók alapján történik a terület felmérése (Detrekői és Szabó 1995). Létezik egyképes síkfotogrammetria és többképes sztereofotogrammetria. Az előbbi segítségével 2D-s elemzések végezhetőek, míg az utóbbi esetén az egyes képek átfedésével lehetőség van a vizsgált terület 3D-s elemzésére, így alkalmazható a kisvízkor felszínre kerülő mederformák felmérésére is térbeli koordináták segítségével (Mélykúti 2007a, Czimmer 2001). A technika fejlődésével ma már egyre jobb és korszerűbb drónok is rendelkezésre állnak a fotogrammetriai felmérések elvégzésére, melyeket egyre szélesebb körben használnak folyóvízi felmérések esetén is (Mirijovsky 2015, Hugue et al. 2016, Tauro et al. 2016). A módszer nagy előnye a gyors, nagy területről egy időben készülő mérés, azonban takarásban lévő felszínek nehezen vizsgálhatóak, továbbá kis magasságkülönbségek nem minden esetben (felbontás függő) értelmezhetőek a felvételeken. Emellett a repülőgépes felvételezésnek igen nagy a költsége.

A műholdas távérzékelés során a szenzorok az egyes felszíni területekről, tárgyakról, növényzetről visszaverődő elektromágneses energiát érzékelik. A műszer raszteres képet állít elő, amelyen beazonosítható a területen található felszínforma vagy növényzet (Mucsi 2004). A távérzékelés során, a képeken elkülöníthetőek a vízfelszín feletti területek digitalizálással vagy osztályozással, ugyanis elég erős kontraszttal térnek el a vízfelületektől. Továbbá kisebb mélységű folyók vagy vízfolyások tekintetében vizsgálható a vízfelület pixeleinek, intenzitásértékének különbsége is, melyből valószínűsíthető a meder mélysége (11. ábra). Több időpontban készített felvételek esetén változásvizsgálat is lehetséges (Fonstad and Marcus 2005). A műholdas távérzékelés során a képalkotás mellett mikrohullámú (radar) szenzorok segítségével is lehetőség van a felszín vizsgálatára (Mucsi 2004). A radaros felmérések felhasználhatóak geomorfológiai, geológiai, vízrajzi felmérések során is, emellett globális mértékű (pl. SRTM) kutatásokban is használják (Timár et al. 2003, Bódis 2008, Szabó és Szabó 2010)



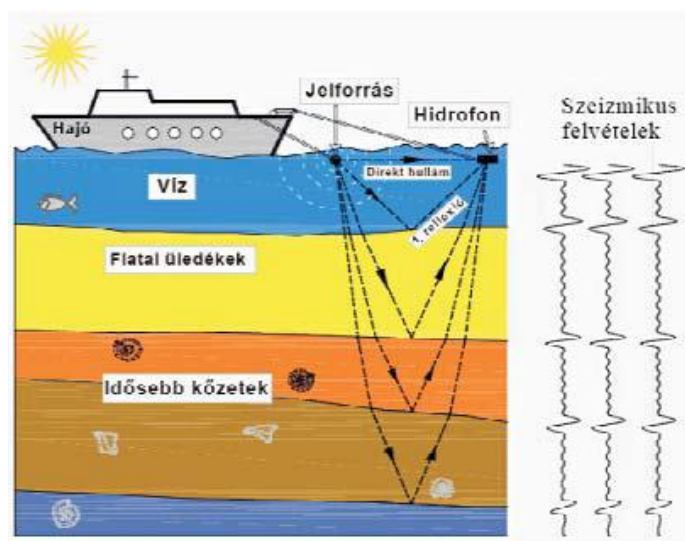
11. ábra: Medertérképezés távérzékelés segítségével (Fonstad-Marcus 2005).

Nagy előnye a technológiának, hogy a felmérések közvetetten történnek így azon területek is vizsgálhatóak vele, amelyek csak nehezen vagy egyáltalán nem közelíthetők meg. Hátránya viszont, hogy takarásban lévő felszíneket (pl. növényzet) nem, vagy csak nehezen lehet vizsgálni. Továbbá a felvételek általában kis felbontásban készülnek, ezáltal csak nagyobb formák vizsgálatára alkalmas (Bódis 2008).

A LIDAR (Light Detecting and Ranging) aktív távérzékelési módszer. A szenzor lézersugarak visszaérkezési idejéből számít távolságot (Szatmári 2008). Nagy előnye az előzőekhez képest, hogy a lézersugár képes áthatolni akár a lombkoronán is, így a takarásban lévő mederrészek is felmérhetők lesznek. Hidromorfológiai vizsgálatok során főként a part felmérése illetve a vízfelszín felett lévő térszínek vizsgálatára lehet alkalmas, ugyanis egyetlen berepüléssel nagy felbontású, pontos adatok állnak rendelkezésre. Hátránya, hogy a mérések elvégzése költséges, emellett vízzel borított területeken nehezen alkalmazható, aminek az az oka, hogy a víz elnyeli a beérkező lézersugarat (Barsi et al. 2003, Kraus K. 2003). Folyó vízi felhasználási területei közé tartozik például a szakadó partfalak vizsgálata (Szatmári 2008), valamint árvízi kockázatelemzések során, az elöntések mértékének vizsgálata (Bouwer et al. 2008, Sole és Giosa 2008)

A szeizmikus módszerekkel elsősorban a földkéreg belső szerkezetének vizsgálatára nyílik lehetőség. A felmérés mesterségesen keltett rezgésekkel, a visszaérkező hullámok alapján történik (12. ábra). Vízi mérések esetén a visszajövő jelekből következtetni lehet a meder mélységére, illetve emellett információkat szolgáltat a medret felépítő rétegek határaitól is, azaz a rétegezettségről. A vízi szeizmika előnye, hogy a mérés szélcsendes időben, közel vízszintes felületen történik, a jelgerjesztés illetve az észlelés homogén, közel rugalmas közegben valósul meg. A meder és annak felépítése akár több 10 m-es tartományban is vizsgálható álló- és folyóvizeknél egyaránt. A szelvények kiértékelése folyamán fontos, hogy a többszörösen oda-vissza verődő hullámok nem a valós képet mutatják meg, ezek kiszűrése éppen ezért fontos. Emellett a jel mesterséges tárgyakról, de

akár halakról is visszaverődhet, mely így nem megfelelő eredményt szolgáltat (Drahos et al. 1987, Tóth et al. 2010).



12. ábra: Vízi szeizmikus mérés vázlata (Tóth et al. 2010).

A georadaros (GPR rendszerek) mérések során egy antenna segítségével történik az elektromos hullámok gerjesztése, melyek az egyes réteghatárokról visszaverődnek, ugyanis ezen határok mentén megváltozik a hullámok terjedési sebessége. A visszaérkezés ideje és amplitúdója alapján meghatározható a rétegek mélysége. A műszer lehet kis-, közép- és nagyfrekvenciás (25MHz-2GHz; Daniels 2004, Jol 2009). A georadart sokrétűn használják pl.: régészeti kutatások során, eltemetett tárgyak, gáz- és vízvezetékek, geológiai feltárások során. Emellett hidromorfológiai felmérések esetén is egyre gyakoribb a felhasználása a zátonyformák felépítésének meghatározására (Best et al. 2003, Sambrook Smith et al. 2006, Slowik 2010). Előnye, csakúgy, mint a szeizmikus mérések esetében is, hogy egyszeri méréssel nemcsak a meder helyzetéről, alakjáról, hanem annak rétegezetségéről is információ kapható. Hátránya, hogy agyagos felszíneken csak nehezen, vagy egyáltalán nem használható (Neal 2004, Katona 2014). Homogén felszínekről nem érkeznek reflexiók. Emellett, mint roncsolásmentes eljárás, sok esetben csak fúrások és feltárások segítségével határozható meg a pontos anyagi felépítése (Orlando és Marchesi 2001).

A fentiekből jól látható, hogy széles lehetőség áll rendelkezésre egy-egy folyómeder, vagy annak akár tágabb környezetének vizsgálatára, azonban minden vízfolyásra más-más műszer lehet alkalmas.

2.5 Hidromorfológiai célú domborzatmodellezés

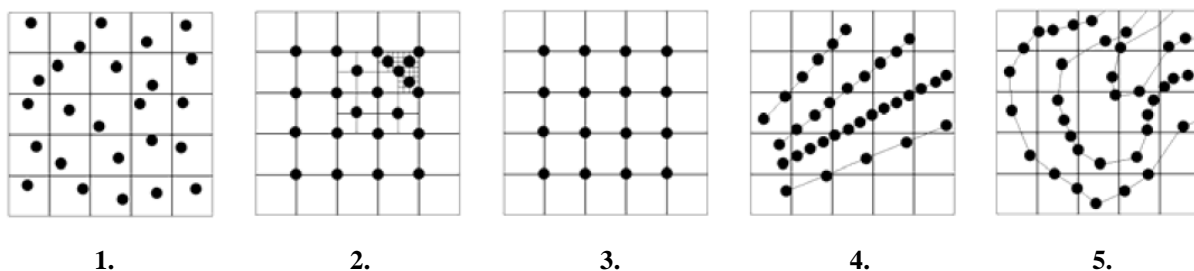
Az egyes műszerekkel felmért és meghatározott magassági pontok alapján lehetőség van a területet lefedő digitális domborzatmodell elkészítésére, mely a későbbi vizsgálatok alapja lesz. Digitális domborzatmodellnek (Digital Elevation Model, DEM) nevezzük a földfelület magassági viszonyait ábrázoló raszteres állományt, melyeken nem szerepelnek természetes és mesterséges tereptárgyak (Kertész 1991, Jordán 2007). Ha ezen tereptárgyak (pl. növényzet, épület) is szerepelnek a magassági jellemzők között akkor a digitális terep- (felszín-) modell (Digital Terrain Model, DTM) elnevezés a használatos (Mélykúti 2007b, Bódis 2008).

2.5.1 Adatfelvételezés

A különböző műszerekkel elvégzett hidromorfológiai vizsgálatok során más-más adatokat kapunk eredménynek. Az ADCP, a mérőállomás, a GPS, az RTK, illetve a LIDAR pontszerű adatokat szolgáltat, a fotogrammetria, illetve a műholdas távérzékelés esetén képi eredményt kapunk.

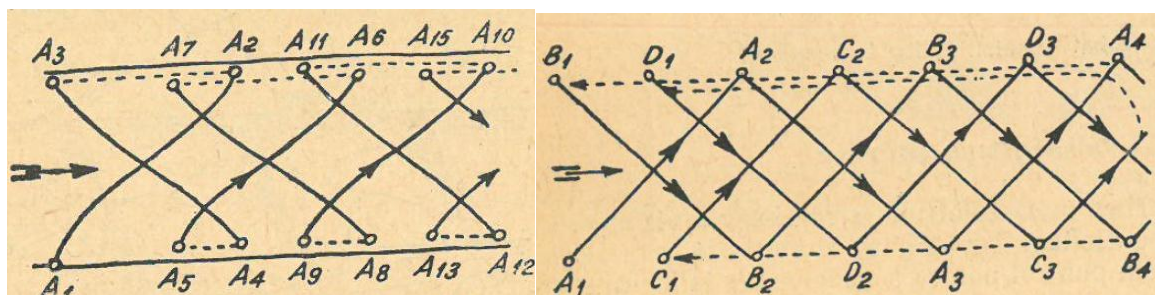
A terepi közvetlen méréseknél, mint az ADCP, mérőállomás, illetve RTK rendszereknél, a felmérést elvégző dönti el, hogy pontosan milyen területek, és mekkora kiterjedésben mér fel, a felbontás sokszor rosszabb, azonban pontosabb adat-felvételezés érhető el. Az adatgyűjtés során a terep jellemző pontjairól gyűjtünk információkat. Ezen információk lesznek a későbbi domborzatmodellünk támpontjai. A modellező program, a támpontok közé további interpolált pontokat helyez el, s így alakítja ki a digitális domborzatmodell (Mezősi 1994, Mark 1978). Az adatok gyűjtése többféle struktúra szerint végezhető el (13. ábra, Burrough és McDonell 1998, Bódis 2008):

1. véletlenszerű modell: a felvett pontok véletlenszerűen helyezkednek el, nem feltétlenül esnek a terepfelszín jellemző pontjaira
2. domborzat-specifikus modell: a felszín lényegesnek, fontosnak ítélt részeit helyezi előtérbe a többi térszínnel ellentétben, itt jóval sűrűbb a mintavétel
3. szabályos modell: a támpontok egy szabályos rácsháló metszéspontjaiban helyezkednek el
4. profil modell: a mintavétel egy előre meghatározott vonalszelvények mentén halad végig
5. szintvonal modell: a mérési pontok nagyjából a szintvonalak mentén helyezkednek el



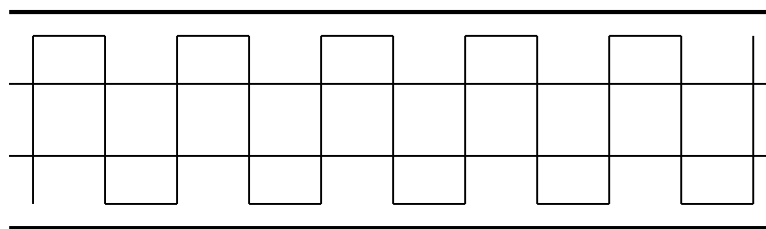
13. ábra: Támpontok elhelyezkedése (1: véletlenszerű, 2: domborzat-specifikus, 3: szabályos rácsháló, 4: profil mentén, 5: szintvonalak mentén; Burrough és McDonell 1998, Bódis 2008).

A hirdomorfológiai felmérések esetén a közel szabályos modell az elterjedt, ugyanis előre nem látható hol, milyen formák helyezkednek el a mederben. Az adatrögzítés során az oszlopok a keresztaszelvényeket, a sorok pedig a hossz-aszelvényeket jelölik (15. ábra; Németh 1959). Fontos azonban, hogy ha pontos képet szeretnénk kapni egy formáról, akkor megfelelő pontsűrűséget kell alkalmazni. Ezt főként a felmérendő terület, s a meghatározandó formák mérete befolyásolja. Fontos hogy a keresztaszelvények közötti távolság ne legyen nagyobb a folyó szélességénél, ugyanis a zátonyok hossza általában a folyó szélességével van összhangban (Németh 1959, Richards 1982).



14. ábra: Mederfel mérés útvonalai a Dunán (Németh 1959).

Németh (1959) a Duna fel mérésénél csak keresztaszelvények mentén végzett fel méréseket (14. ábra). Az adatfelvételezés során igyekeztek merőlegesen haladni a vízfolyás tengelyére, azonban a szelvények irányát az áramlás sebessége jelentősen befolyásolta. A keresztaszelvények kiindulópontjaihoz való odajutás okán egyes útvonalak bejárására többször is szükség van, így jelentősen megnőhet a fel mérés ideje. A technika fejlődésével és a motorizált csónakok, hajók segítségével a szelvények követése és az áramlási irányra merőleges haladás már egyszerűbben megvalósítható. Éppen ezért a már említett közel szabályos modell alapján is lehetőség van a hidromorfológiai fel méréseket elvégezni (15. ábra).



15. ábra: *A mederfelmérés lehetséges felépítése a szabályos modell alapján.*

Minden interpolációs eljárásnak a pontszelektálás az alapja. Ugyanis egy új pont meghatározásához nincsen szükség az összes ismert pontra, csak azokra, amelyek döntően meghatározzák az új pont magasságát. Ezen pontok kiválasztására több szelektálási technika is létezik, ezek között a különbség, hogy milyen alakú és méretű síkidommal (pl.: kör, négyzet) határoljuk le a felhasználandó pontokat (Mélykúti 2007b). A szelektálást követően kezdődhet meg a támpontok közötti ismeretlen pontok interpolációval történő meghatározása. Az interpolációs eljárásoknak két alapvető típusuk van:

1. torzításmentes interpolációk
2. torzításos interpolációk

A torzításmentes interpolációk az ismert ponthoz közeledve egyre jobban közelítenek annak értékéhez, majd az ismert pontban pontosan visszaadják azt. Ilyen interpolációs eljárás például a TIN (Triangulated Irregular Network) (Peucker et al. 1978; Kovács és Szanyi 2005). A torzításos interpolációk az ismert pontokban is csak közelítően adják vissza az eredeti értéket. Ilyen interpolációk a súlyozott átlagszámításon alapuló eljárások: Shepard módszer, természetes szomszéd, vagy a krigelés, ahol az alkalmazott átlagszámítási súlyokat geostatistikai alapokon variogram függvények segítségével határozzák meg. Földtudományi alkalmazásokban a krigeléses interpolációs eljárás a leggyakrabban használt (Kovács és Szanyi 2005).

2.5.2 A domborzatmodell pontosság

A domborzatmodell pontosságát nagyban befolyásolják a felmérés során keletkező hibák. A méréseket több hibaforrás is terhelheti (Detrekői 1991, Sárközy 1991): véletlen, szabályos és durva hiba, melyek minden műszernél előfordulhatnak (4. táblázat). De az egyes hibatípusok nem csak külön-külön jelentkezhetnek, hanem akár keveredhetnek is (Wise 2000).

A véletlen hibák a valós helyzet körül szóródnak, végtelen sok mérés átlaga a valódi helyzetet adná vissza. A szabályos hiba minden mérést egy irányba torzít, a mérési szám

növelésével az átlag nem változik. A durva hiba a mérési pontosságot jelentősen meghaladja, nem lép fel rendszeresen, a mérési szám növelésével kiszűrhető (Sárközy 1991).

4. táblázat: *A hidromorfológiai felmérésekhez leggyakrabban használt műszerek, Példák a műszereket terhelő hibákra (Sárközy 1991, Goda és Krikovszky 2002, Varga 2003, Mucsi 2004).*

Műszer	Véletlen hiba	Szabályos hiba	Durva hiba
Szondarúd	rúd nem függőleges; felszínbe fúródása	Súlyt, rudat kitéríti a sodrás	leolvasási hiba
Szonár/Mederszkennér/ADCP/Vízi szeizmika/Georadar (folyóvízi alkalmazás)	megengedett dőlés, billenés átlépése	merülés rossz beállítása	műszer rosszul mér, hardveres hiba, meder helyett valamilyen tereptárgyról érkezik vissza a jel
Mérőállomás	jelrúd nem függőleges, felszínbe fúródása változó	bázis és irányzék nem pontos megadása	műszer rosszul mér, hardveres hiba
RTK GPS	a vevő belső hibáiból tevődik össze; rúd nem függőleges; eltérő felszínbe fúródás	műhold órahibája, sugárzott koordináta hibája, az időjárás zavaró hatásai	GPS jel visszaverődve valamilyen tereptárgyról jut a vevőbe
Fotogrammetria/Távérzékelés	repülő kismértékű billenése, dőlése	a repülő elfordulása a repülési útvonalról, más terület felvétele, rossz GPS koordináták	műszer hardveres meghibásodása, adattárolási probléma

A mérések során a cél a szabályos hibák kiküszöbölése, illetve a véletlen hibák kiátlagolásának elősegítése minél több adat gyűjtésével. Az egyes adatgyűjtések során érdemes kontrollvizsgálatokat elvégezni, melynek segítségével meghatározható a műszerből, és felmérésből származó bizonytalanság mértéke.

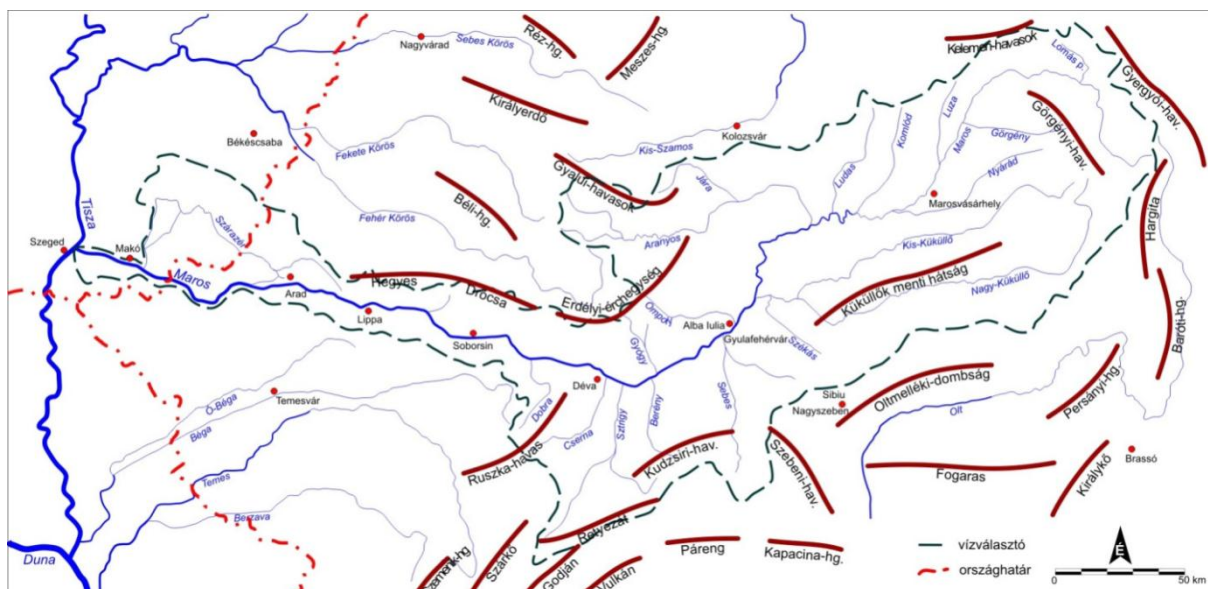
3. Vizsgálati terület

A kutatás során a hosszabb távú változások vizsgálata a teljes síksági szakaszra megtörtént, így bemutatásra kerül a Maros vízgyűjtőjének általános jellemzői, valamint a síksági terület szabályozása. A hidromorfológiai változások vizsgálata 5 kisebb mintaterületen történt, melyek részletesebben is bemutatásra kerülnek.

3.1. A Maros vízgyűjtőjének általános jellemzése

A Maros folyó a Tisza legnagyobb mellékfolyója, az Erdélyi-medence vizeit vezeti le nyugati irányba, Szegednél torkollik a Tiszába 80 m-es tengerszint feletti magasságban (Boga és Nováky 1986, Laczay 1975a, Andó 2002). Forrását az egyes szakirodalmak nem egységesen jelölik meg, ugyanis két ismert forrása van a folyónak (Sipos 2006). Laczay (1975a), illetve Boga és Nováky (1986) a Hargita északi részén Marosfőt jelöli meg, míg Andó (2002) a Gyergyói-havasok területét. Az eltérően megadott forráshely miatt a folyó hosszára is több adat áll rendelkezésre: Laczay (1975a) 749 km-nek, míg Andó (2002) 766 km-ben állapítja meg a folyó teljes hosszát.

A Maros síksági szakasza 175 km, ebből 28 km esik Magyarország területére, 22 km határszakasz Romániával, míg 125 km Románia területén található (Andó 2002, Urdea et al. 2012).

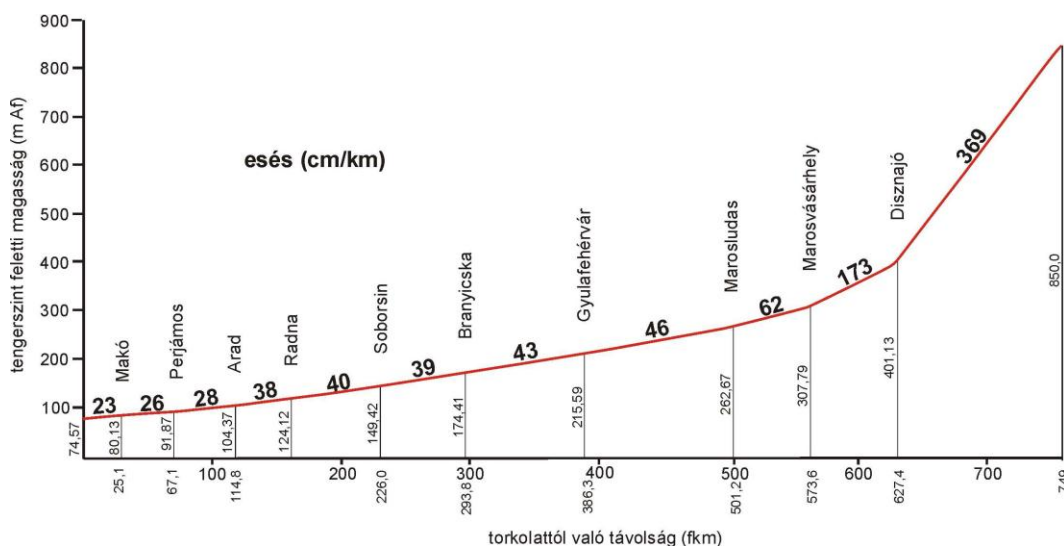


16. ábra: A Maros vízgyűjtő területe (Urdea et al. 2012).

A Maros vízgyűjtőterülete meghaladja a 30 ezer km²-t (Laczay 1975a, Andó 2002, Urdea et al. 2012), így a Tisza teljes vízgyűjtőjének a 20 %-át teszi ki (Andó 2002). A vízgyűjtőterület döntő többsége Romániában található (16. ábra), mindössze 4 %-a esik

Magyarország területére, ami 1185 km² összterületet jelent (Boga és Nováky 1986). A vízgyűjtő alakját tekintve két részre osztható, az egyik a vízgyűjtő felső része, amely egy 250 km hosszú átlagosan 100 km széles ÉK—DNY tengelyű téglalapot alkot, míg az alsó a Déva és a torkolat közötti 200 km hosszú, keskenyebb K—Ny irányú 20-40 km széles sáv (Laczay 1975a, Boga és Nováky 1986, Sipos et al. 2012). A vízgyűjtő alakjának hatására a síksági szakaszon csökken az árvizek hevéssége, az árhullámok ellapulnak (Boga és Nováky 1986, Sipos et al. 2012). A vízgyűjtő legmagasabb pontja a 2511 m tengerszint feletti magasságú Retyezát-csúcs (Andó 2002), míg a forrásvidék legmagasabb pontja 1695 m (Laczay 1975a). A vízgyűjtő átlagos magassága 420 m (Boga és Nováky 1986).

A vízgyűjtő domborzata három részre osztható fel, amelyből 25 % hegyvidéki, 55 %-a fennsík és dombvidék jellegű, valamint 20 %-a alföldi jellegű, melynek 15 %-a folyóvölgy, illetve 5 %-a síkság (Laczay 1975a).



17. ábra: A Maros vázlatos hossz-szelvénye a vízmércék „0” pontjai alapján (Török 1977 alapján Sipos 2006).

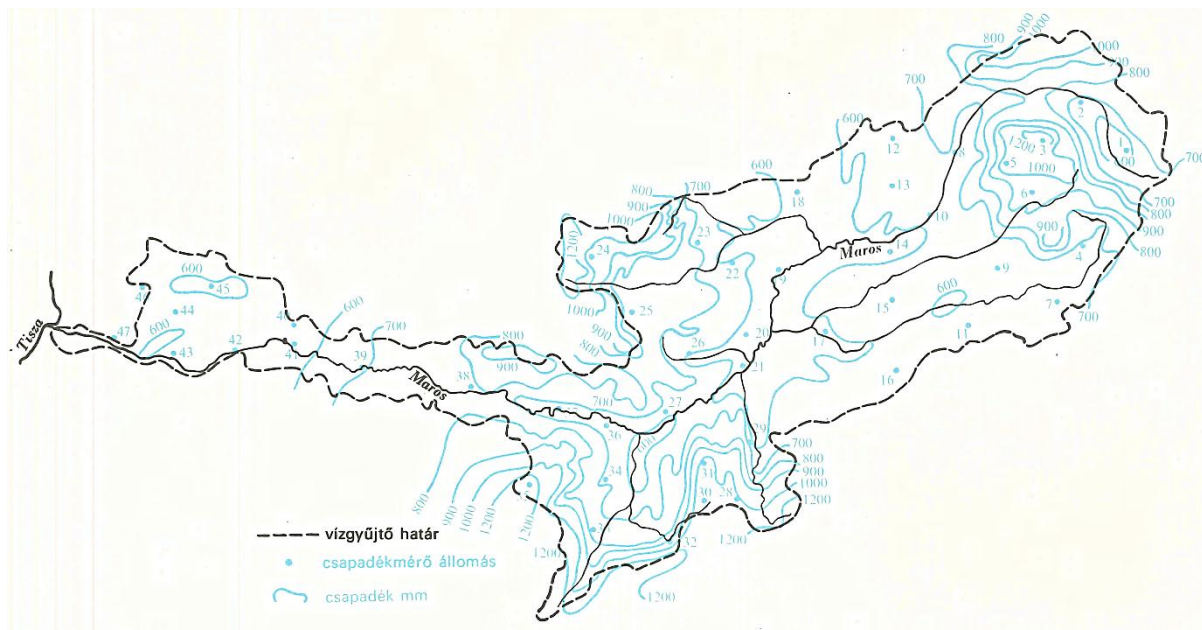
A Maros nagyvesésű folyó, ez a teljes szakaszon jellemző rá (17. ábra, Török 1977, Andó 2002). A folyó hossz-szelvénye mentén, bevágódó és feltöltődő szakaszok váltogatják egymást (Molnár 2007). A forrástól egészen Lippáig nyugati-északnyugati irányú völgyben, hegyvidéken kanyarog, melynek során először a Gyergyói-medencén majd a Maroshévíz—Déda-szoroson, vulkáni kőzeteken halad át, esése itt 370 cm/km (Török 1977, Boga és Nováky 1986, Urdea et al. 2012). A következő szakaszon az Erdélyi-Mezőség és a Görgényi-havasok előhegyei között, majd az Erdélyi-Mezőség és a Küküllő-hátság között halad át, melynek során a völgy szélessége elérheti a 15 km-t is, a folyó esése 50 cm/km (Boga és Nováky 1986, Urdea et al. 2012). Végül az Erdélyi-szigethegység és a Déli-Kárpátok között húzódó tektonikai törésvonal mentén éri el Lippát, ahol esése lecsökken 30 cm/km-re (Boga

és Nováky 1986, Urdea et al. 2012). Az alföldi síksági szakasz Lippától egészen a torkolatig tart, ahol a folyó jobbára töltések között folyik és tipikusan alsószakasz jellegű. Esése a kezdeti 30 cm/km-ről folyamatosan csökken a torkolatig (Boga és Nováky 1986, Urdea et al. 2012).

3.2. A folyó hidrogeográfiai tulajdonságai

A Maros vízgyűjtőjét igen sűrű vízhálózat alkotja, a Marosba torkolló vízfolyások száma meghaladja a 150-et, melyek közül 50 időszakosnak tekinthető. A teljes vízgyűjtőt figyelembe véve összesen 430 vízfolyás alkotja a Maros vízrendszerét (Lacay 1975a). Mind a Maros, mind pedig a mellékfolyók vízhozama 70-80%-ban csapadékból származik (Andó 2002). A Maros két legjelentősebb romániai mellékfolyója az Aranyos és a Küküllő, míg a magyarországi szakaszon csak egy viszonylag nagyobb vízfolyás torkollik bele, a Sámson-Apátfalvi főcsatorna, mely a határon túlról érkező Száraz-ér vizeit is levezeti (Lacay 1975a).

A területen található hőmérséklet és csapadék viszonyok alakulásában az atlanti-óceáni, a mediterrán, illetve a kelet-európai légtömegek hatásai érvényesülnek. A Maros vízjárását több tényező is befolyásolja, ilyen a területre hullott csapadék mennyisége, illetve a fajlagos lefolyás, amely a terület domborzati adottságaitól, a növényzettől, és a talajviszonyoktól függ (Csoma 1975). A teljes vízgyűjtőn tapasztalható magassági különbségekhez szorosan kapcsolódik a hőmérséklet és a csapadék területi eloszlása. A legtöbb csapadék a medence É—K-i részén a Görgényi-havasok nyugati oldalán esik, melynek értéke eléri az évi 1200 mm-t is, míg a medence belsőbb részein átlagosan 600 mm/év (18. ábra). A legkevesebb csapadék a magyarországi területen hullik, melynek éves mennyisége 500-600 mm (Csoma 1975, Boga és Nováky 1986). A fajlagos lefolyás hasonlóan a csapadékeloszláshoz, a hegységekben lesz a legnagyobb 30-50 l/s/km² értékkel. Ez az érték a völgyekben 1-3 l/s/km²-re csökken, majd Arad után az 1 l/s/km²-t sem éri el (Csoma 1975). Az évi középhőmérsékleti adatok esetében a Maros forrásvidékén az éves középhőmérséklet 4-6 C° között alakul, majd a torkolat felé haladva ez az érték folyamatosan nő, a magyarországi szakaszon meghaladja a 11 C°-t is. A januári középhőmérséklet -2— -9 C°, míg a júliusi középhőmérséklet 11—21 C° között alakul a teljes vízgyűjtőn (Csoma 1975).



18. ábra: Az évi átlagos csapadék területi eloszlása a Maros vízgyűjtőjén (Csoma 1975).

Az összegyülekezés folyamatában jelentős szerepet játszanak a Maros mellékfolyói, amelyekre a heves vízjárás a jellemző, azaz gyors vízszintemelkedések és apadások váltogatják egymást. Egy-egy csapadék hirtelen, akár méterekkel is megnöveli a vízállást, ennek következtében a Maros felső szakaszán a heves vízjárás jellemző (Csoma 1975, Boga és Nováky 1986).

A folyón általában két jelentősebb árhullám vonul le: tavaszi és nyári. Az első a februári, kora tavaszi hóolvadás következtében alakul ki, míg a másik a csapadékosabb, késő tavaszi időjárásnak köszönhető (zöldár). A folyó áradása, illetve apadása igen gyorsan akár 20 nap alatt végbemegy, hosszabb idejű elöntések csak a torkolati szakaszon jelentkeznek a Tisza visszaduzzasztó hatása miatt (Andó 2002, Urdea et al. 2012). Az árvízi események visszatérési ideje az elmúlt 40 éves időszakban 5-15 év volt (Urdea et al 2012). Az áradások után az év további részében alacsony vízállások a jellemzőek (kiszáraz időszak), mely így 10 hónapig tart. A folyó havi vízszállításának mennyisége áprilisban a legnagyobb, ilyenkor az éves vízmennyiség akár 15 %-a is levonulhat, míg a legkisebb mennyiség az őszi időszakban tapasztalható, ekkor havonta 4-5 % ez az érték (Boga és Nováky 1986). A folyó közepes vízállása Makónál 36 cm, a mederkitöltő vízállás jelenleg 310 cm, míg a legnagyobb és a legkisebb víz 625 (1975.07.10) és -113 cm (2012.09.16) volt. Közepes vízhozama Makónál $160 \text{ m}^3/\text{s}$, a mederkitöltő jelenleg $850 \text{ m}^3/\text{s}$, míg árvízkor $1600 - 2400 \text{ m}^3/\text{s}$, kiszárazkor pedig $20-30 \text{ m}^3/\text{s}$ körül alakul, ami jelentős, majd 80-szoros különbség (Sipos és Kiss 2003, Fiala et al. 2007, Urdea et al. 2012). Éghajlati modellek alapján a várható jövőbeni tendenciák azt mutatják, hogy az egész vízgyűjtőn közel $4 \text{ }^\circ\text{C}$ -os átlaghőmérséklet emelkedés

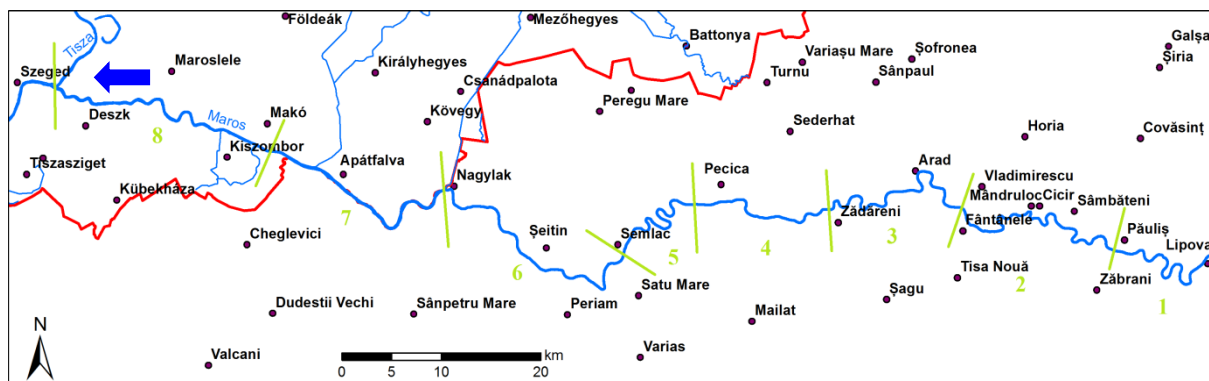
valószínűsíthető a következő 100 évben. Emellett a csapadék kisebb mértékű csökkenése (20-50 mm) valószínűsíthető, főként a nyári kora őszi időszakban. A téli átlaghőmérséklet emelkedésével kisebb magasságokban csökkenhet a hókészletek nagysága, a tavaszi olvadás felgyorsulhat, s az akkor hulló csapadékkal együtt a nagyobb árhullámok kialakulásának valószínűsége megnőhet. A nyári és a kora őszi időszakban ezzel ellentétben a hőmérséklet növekedésével csökkenhet a szállított vízhozam is. Az éves lefolyás így 5-10 %-al csökkenhet összességében, ami megnöveli az aszály veszélyét, ami különösen kisvízes időszakokban okozhat ökológiai, társadalmi valamint gazdasági problémákat (Sipos et al. 2014).

A Maros jelentős mennyiségű lebegtetett és görgetett hordalékot szállít. A lebegtetett hordalék töménysége a hegyvidéki területeken 100-500 g/m³ között mozog, míg az Erdélyi medence területén, illetve a síksági szakaszon 500-1000 g/m³ (Csoma 1975). A magyarországi szakaszon a lebegtetett hordalék átlagos töménysége 500 g/m³ körül mozog. Az éves szállított mennyiség 8,3 millió t, ami nagyságrendben megegyezik a Tisza Maros torkolat feletti értékével (Bogárdi 1971). A nagy mennyiségű lebegtetett hordalék mellett a Maros jelentős görgetett hordalékot is szállít, melynek értéke Deszknél 28 000 t/év, ami hasonló, mint a Duna kisalföldi folyószakasza (Bogárdi 1971). A hegyvidéki nagy esésű részeken a folyó a görgetett hordalékának nagy részét feldolgozza, így az alföldi részre főként a homok és durvahomok frakcióba eső hordalék érkezik (Csoma 1975).

3.3. Antropogén beavatkozások

A folyón zajlott emberi beavatkozások közül kiemelkedő a 19. században végrehajtott folyószabályozási munkálatok, melyek nagyban átalakították a folyó futását (Kiss és Blanka 2006). A Lippa-Szeged közötti szakasz a szabályozások előtt bonyolult, szerteágazó, mocsarakkal átszőtt rendszer volt. Zátanyosodásra, szigetképződésre hajlamos medrében számos nagy sziget alakult ki (Lacay 1975b, Somogyi 2000). A török hódoltság idején a terület elnéptelenedett (Somogyi 2000), majd az 1730-as évektől indult meg újra a mezőgazdasági művelés, melyhez elengedhetetlen volt a terület vízrendezése (Lacay 1975b). A vízfolyás síksági szakaszán 33 átvágást végeztek, így a Lippa-Szeged 260 km hosszúságú szakasz 172 km-re csökkent. Az átvágások pozitív hatása az árvizek gyorsabb levonulása volt, azonban ezzel párhuzamosan a nagy mennyiségű hordalékot szállító folyónak emelkedett az esése, ezáltal munkavégző képessége jelentősen megnőtt. A vízfolyáson bevágódás, majd pedig a szélesség növekedése (laterális erózió) indult meg, ami újabban szűkülésbe váltott át, emellett továbbra is zátanyok illetve szigetek alakultak ki (Fiala et al. 2006, Urdea et al. 2012). A bevágódások hatására a folyó kis- és nagyvízi vízszintje is 1-1,5 métert süllyedt a

síksági szakaszon, a szabályozások egyik célja a rendszeres hajózás így szinte lehetetlenné vált (Kvassay 1902).



19. ábra: A Maros síksági szakaszának szabályozások utáni morfológiai egységei.

A szabályozások következtében a Lipva (Lipova) és Szeged közötti folyószakaszt 8 morfológiai egységre lehet bontani (19. ábra): 1) Lipva (Lipova)-Ópálos (Păuliș) között a folyó meanderező, szabályozott szakasz, partbiztosítással a külső íveken, ezért futása csak kis mértékben változik. 2) Ópálostól (Păuliș) Angyalkútig (Fântânele) meanderező, illetve kiegyenesített szakaszok váltogatják egymást, melyet jelentősen befolyásolt a homokkitermelés is. 3) Angyalkúttól (Fântânele) fejlett kanyarulatok, szabályozott szakaszok jellemzik a vízfolyást egészen Zádărlakig (Zădăreni). 4) Innentől Pécskáig (Pecica) az addigi enyhén meanderező futást felváltják a szabályozások során kialakított egyenes szakaszok, a folyószakaszon jellemző a hordalék-lerakás, zátonyosodás. 5) a Pécska (Pecica) után a folyót jól fejlett dinamikusán vándorló meanderek jellemzik egészen Szemlákig (Semlac). 6) Szemlaktól (Semlac) a határig terjedő folyószakaszt fejletlen kanyarulatok alkotják, a szakaszon jelentős zátony és szigetképződés zajlik (Sipos 2006, Sipos et al. 2012). 7) a határszakaszon szintén sor került az átvágásokra, azonban a partok biztosítása nem történt meg (Andó 2002). A kanyarulat-átvágások eredményeként az addig meanderező folyót csaknem kiegyenesítették, ami ezután fokozatosan fonatossá vált egyes szakaszokon (pl.: Apátfalva). A jelentős mennyiségű hordalék zátonyok, szigetek formájában tárolódik és mozog a mederben egészen Makóig (Sipos és Kiss 2006). 8) A Makó alatti szakaszon a folyót a szabályozások során néhány kanyarulat kivételével (pl. Ferencszállás, Deszk mellett) kiegyenesítették, így nagyrészt mesterséges a mintázat. A Marost itt széles, zátonyosodásra továbbra is hajlamos meder jellemzi. A torkolatig a kanyarulatok mérete, illetve a mederszélessége egyre kisebb lesz és zátonyosodásra egyre kevésbé lesz hajlamos. A torkolati szakasz teljes mértékben szabályozott (Kiss és Blanka 2006). A Maros magyarországi szakaszán a dűnék magassága és hossza között lineáris összefüggés figyelhető meg, melyre a

vízmélység kevésbé gyakorol hatást. Azonban a folyó hordalékszállítását folytán a dűnék méretét befolyásolja az aktuális vízállás, illetve vízhozam. A formák mérete árvizek idején megnövekszik, majd kisvizes időszakban fokozatosan csökken (Katona 2014). A tartósan felszínre kerülő zátony- és dűnefejek 4-5 év elteltével szigetekké válhatnak növényzet megtelepülése esetén. A nagyobb szigetek területnövekedése lassabb, míg a kisebb szigetek mérete dinamikusabban változik. Egy évtized alatt az eredeti területük 3-szorosát is elérhetik, emellett középpontjuk is több métert mozdulhat el (Sipos 2006). A medertágulatokban megfigyelhető a hordalék időbeli és térbeli eloszlása. Egy jól fejlett tárgulat esetében a szakasz egy felső akkumulációs, középső transzportációs és alsó eróziós zónára osztható. Nagyvízkor emellett az átlagos mélységek akár 1 m-rel is kisebbek lehetnek, mint a kisvizes értékek esetében. A meder feltöltöttsége nagyvizes időszak idején 60-70 cm-rel, leszálló ágban 30-40 cm-rel nagyobb, mint az előtte lévő kisvizes időszakban (Sipos 2006).

A szabályozások mellett a folyón jelentős morfológiai átalakító tényező az intenzív homok- és kavicskitermelés is (20. ábra). A bányászati tevékenység az 1970-es 1980-as évek óta jellemző a vízfolyáson, s a 2000-es évektől az Arad feletti szakaszon nagyon jelentőssé vált (Urdea et al. 2012). A magyarországi szakaszon az engedélyezett éves mennyiség 100 000 m³ (MBFH Szolnok 2012), Romániában a kitermelt mennyiség 2011-ben 930 000 m³, 2012-től pedig 500 000 m³ a tervezett (SGA Arad 2012). A kitermelt hordalék medermorfológiára gyakorolt hatásai azonban kevésbé ismertek. Ehhez szükséges a megfelelő monitoring kidolgozása a változások nyomon követésére, így elősegíthető lenne a fenntartható víz- és hordalék-gazdálkodás.



20. ábra: Homokkitermelés mederből a Maroson Mondorlak és Csicsér mellett (Google Earth, 2014).

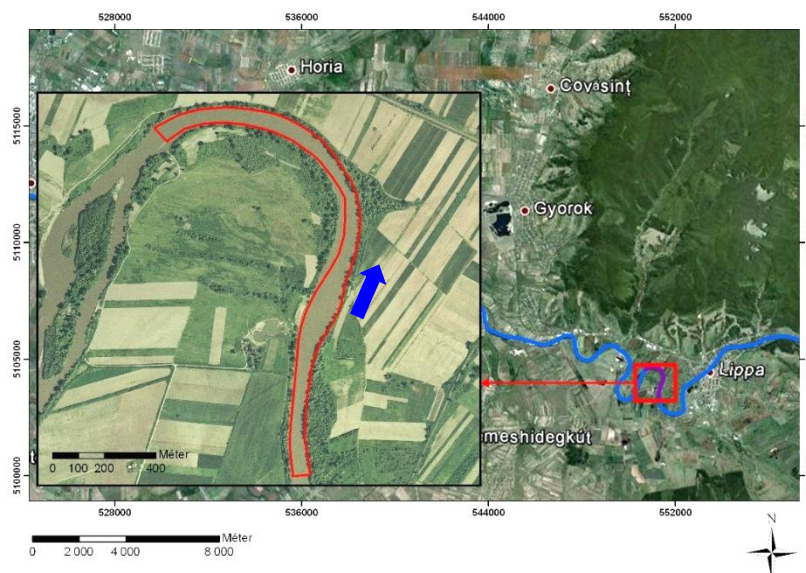
3.4. Mérési területek

A mérési területek (21. ábra) a folyó Mondorlak (Mândruloc) és Csicsér (Cicir) közötti bányászat által leginkább érintett szakaszához igazodnak, mely felett, illetve alatt helyezkednek el. Az első mintaterület homokkitermelés felett található Lippánál (Lipova). A második Aradnál, a közvetlen bányászati tevékenység alatt, míg a pécskai (Pecica), sajtyéni (Seitin), és az apátfalvi mintaterület növekvő távolságra a fő kitermelési övezettől. A mintaterületek hossza 1,2—2 km közötti, azonban morfológiai felépítése hasonló. A területek középső részén szélesebb és sekélyebb zátonyosodásra hajlamos gázló található, melyhez kapcsolódik alatta és felette is a keskenyebb és mélyebb üst szakasz.



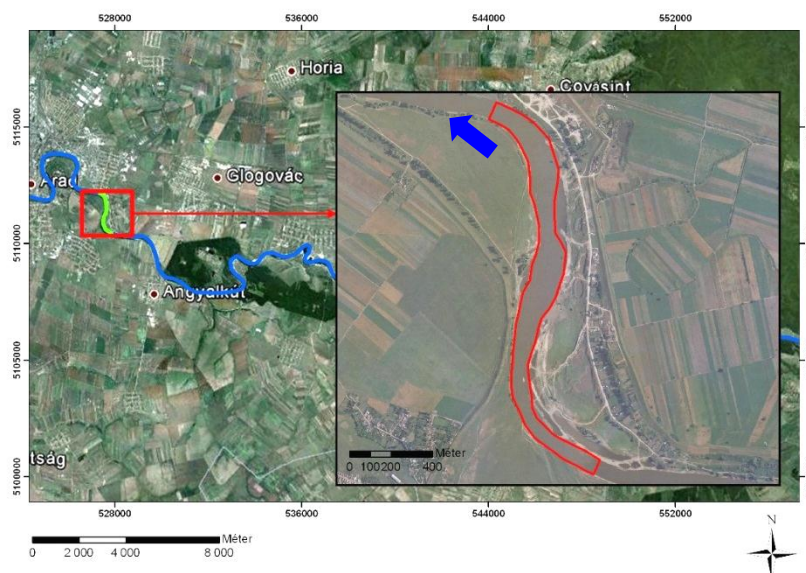
21. ábra: Mérési területek elhelyezkedése a Maroson (1. Lipova, 2. Arad, 3. Pécska, 4. Sajtény, 5. Apátfalva).

A legfelső Lippa (Lipova) alatti mérési terület egy kanyarulathoz kapcsolódó gázló szakaszt, valamint az ehhez csatlakozó üst szakaszokat öleli fel. A mintaterület hossza 2000 m, átlagszélessége 63 m, területe nagyjából 125 000 m². A folyó ezen szakaszának legszélesebb része 110 m, míg legszűkebb 55 m (22. ábra). A meder kisebb mennyiségű homok és iszap mellett, főként kavicsból épül fel. A folyó esése 20 cm/km ezen a folyószakaszon.



22. ábra: A Lippa (Lipova) alatt található mintaterület.

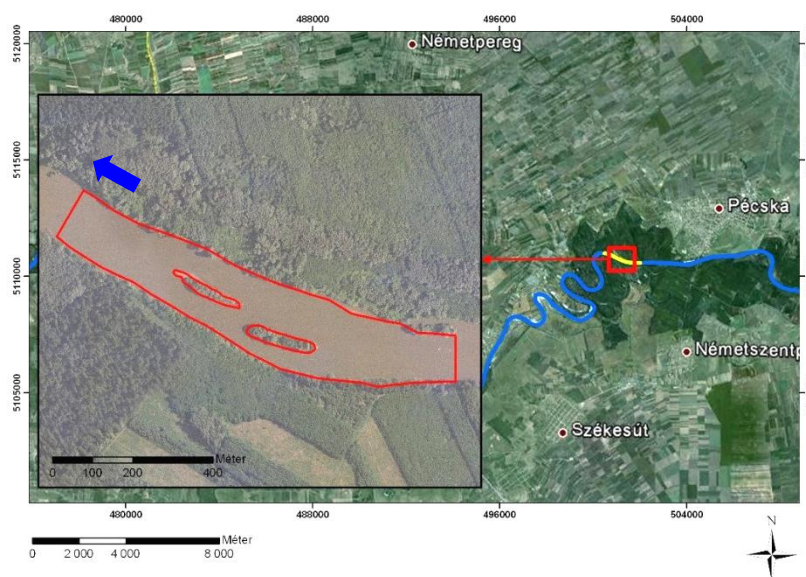
Az aradi mintaterület két nagyobb kanyarulat közötti inflexiós szakasz gázlóját és a kanyarulatok belépési és kilépési üst szakaszát foglalja magába. A mérési terület hossza 2050 m, átlagszélessége 95 m, míg területe nagyjából 194 000 m². A meder legkisebb szélessége 55 m, a legnagyobb pedig 140 m (23. ábra). A területen egy vegetáció által stabilizált zátony is található. A meder anyaga, főként agyaggal cementált kavics. A folyó esése 20 cm/km ezen a folyószakaszon.



23. ábra: Arad felett húzódó mintaterület.

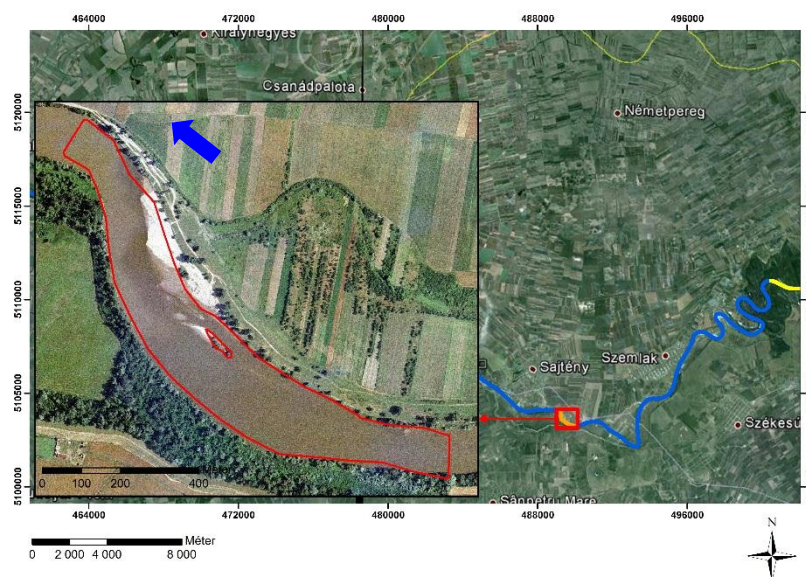
A pécskai (Pecica) mintaterület egy egyenes szakasz végén található gázló és a soron következő kanyarulat üst szakaszának kezdetét foglalja magában. A mérési terület hossza 1100 m, átlagszélessége 127 m, területe nagyjából 139 700 m². A folyószakasz, legkisebb

szélessége 95 m, legnagyobb pedig 190 m (24. ábra). A területen két állandó mederközepe sziget is található. A meder anyagát főként közepes és durva szemcséjű homok alkotja. Az esés itt már lecsökken 10 cm/km-re.



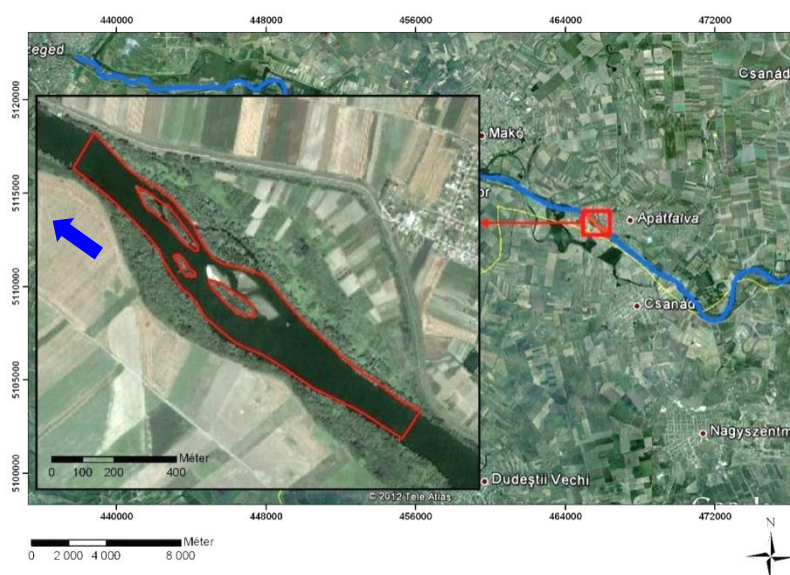
24. ábra: A Pécska (Pecica) alatt található mintaterület.

Az sajtyéni (Seitin) mérési terület egy fejletlen kanyarulat mentén található, ahol a középső szakasza kiszélesedik, s így övzátóny képződésre hajlamos. A sekélyebb és szélesebb gázló alatt és felett is üst szakaszok találhatóak. A mérési terület hossza 1370 m, átlagszélessége 143 m, területe nagyjából 195 000 m². Legkisebb szélessége 100 m, legnagyobb 190 m (25. ábra). A szakaszon 1 sziget található. Mederanyagát tekintve főként durva homokból épül fel. Esése akárcsak Pécskán 10 cm/km.



25. ábra: A Sajtyén (Seitin) felett található mintaterület.

Az apátfalvi mintaterület a szabályozások során kiegyenesített folyószakasz, ahol a terület középső részén gázló található, melyhez kapcsolódik alatta és felette is a keskenyebb és mélyebb üst szakasz. A mérési terület hossza 1400 m, átlagszélessége 130 m, területe nagyjából 178 050 m². Legkisebb szélessége 60 m, legnagyobb 220 m (26. ábra). A folyó ezen szakaszán 5 állandó sziget is található. Apátfalván a mederfenék közepes és durva szemcséjű homokból áll, a vízfelszín esése 15 cm/km körüli. Az apátfalvi folyószakasz szigeteinek, zátonyainak dinamikájával kapcsolatban számos korábbi tanulmány foglalkozott már (Sipos és Kiss 2003, Sipos 2006, Kerekes 2009, Sipos et al 2012, Katona 2014).



26. ábra: Az Apátfalva mellett húzódó mintaterület.

4. Módszerek

4.1 Hosszabb távú változások vizsgálata

4.1.1 Felhasznált térképi adatok

A hosszabb távú vizsgálatok során a szabályozásokat követően készült térképeket, valamint műholdképeket használtam fel. Ezek segítségével meghatározható az egyes szakaszok átlagszélességének, valamint a középvonal hosszának a változása. Az adatok segítségével elemezhető, hogy hogyan reagált a folyó síksági szakasza a szabályozásokra, valamint a jelentősebb bányászati tevékenységekre. A vizsgálatokhoz olyan térképsorozatot választottam, hogy a teljes síksági szakaszra elérhető legyen egy-egy térképsorozat, vagy pedig mindkét országban hasonló időpontból származó felvételek legyenek, melyek összekapcsolhatóak a határszakaszon. A térképek és műholdképek a legtöbb esetben több év során készültek, a könnyebb áttekinthetőség végett az utolsó évvel azonosítom őket. Ennek megfelelően a következő időpontokból álltak rendelkezésre a vizsgálatok elvégzéséhez: 1910, 1953, 1960, 1981, 2006.

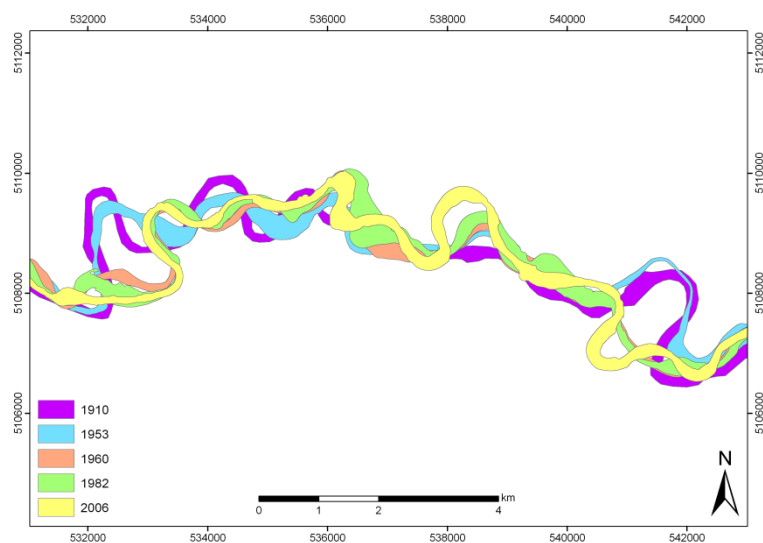
4.1.2 Feldolgozás menete

A változások vizsgálatánál fontos, hogy a különböző időpontokban készült térképek és műholdfelvételek összehasonlíthatóak legyenek egymással. A vizsgálatához az 1982-es topográfiai térképet választottam alaptérképként, mely a jelenleg használt magyar, illetve román topográfiai (1981) alaptérkép. Az összes többi térképet és műholdképet a változások pontosabb meghatározásához ezen térképsorozathoz georeferáltam. Az egyes térképek és műholdképek alaptérképhez viszonyított pontosságát korábbi vizsgálataink során már elvégeztük (Sipos et al. 2012), melyet a mostani feldolgozás során is figyelembe vettem (5. táblázat):

5. táblázat: A felhasznált adatok készítésének ideje, pontossága, típusa
(T: térkép, L: légifotó, M: műholdfelvétel; Sipos et al. 2012).

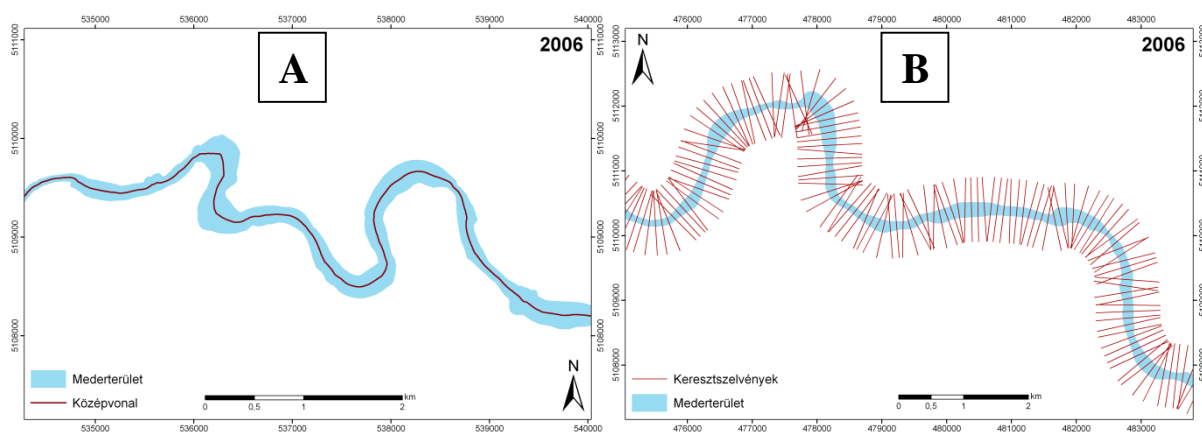
Magyarország			Románia		
dátum	típus	pontosság (m)	dátum	típus	pontosság (m)
1910	T	47,9	1910	T	49,4
1950	L	7,8	1919-1953	T	15,5
1953	L	6,4			
1964	L	2,4	1960	T	5,1
1969	L	4,3			
1973	T	2,1			
1981	L	3,3			
1982	T	0	1981	T	0
1991	L	4,2			
2000	L	2,2			
2006	M	2,1	2005	L	2,5

A következő lépésként digitalizáltam a partvonalakat, hogy poligon objektumot képezzek belőlük (27. ábra), majd egy ArcGIS modell¹ segítségével kerültek megrajzolásra a középvonalak (28/A. ábra).



27. ábra: Digitalizált partvonalak.

A létrehozott középvonala alapján egy általam módosított PostGIS alapú SQL script² segítségével 100 méterenként merőlegest illesztettem minden egyes középvonala, mely így kijelölte a keresztaszvénnyek helyét (28/B. ábra). Az így létrehozott szelvényeket a partvonallal elvágva meghatározhatóvá váltak az adott pontokban a folyó szélességértékei.



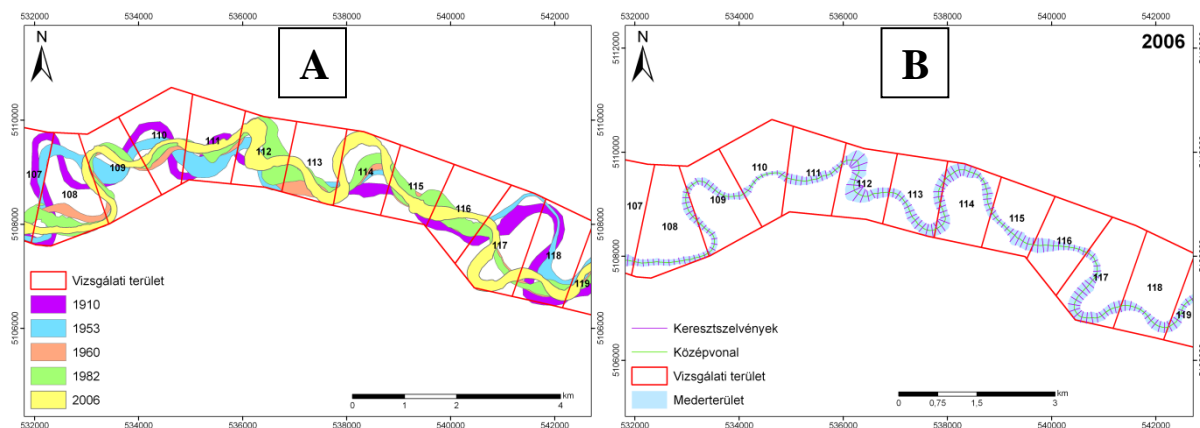
28. ábra: Az automatikusan létrehozott középvonala és keresztaszvénnyek (A: középvonala; B: keresztaszvénnyek).

A különböző időpontokban 100 méterenként generált keresztaszvénnyek közvetlenül nem hasonlíthatók össze ugyanis a folyó középvonala-változásának hatására nem esnek egybe, így az elemzések végajtásához több, kisebb területet jelöltem ki. Az összehasonlításához először megszerkesztettem a második katonai felmérés alapján a folyó

¹ <http://www.arcgis.com/home/item.html?id=bc642731870740aabf48134f90aa6165>

² <http://terinfjegyzet.blogspot.hu/2013/06/sql-toredekek.html>

teljes síksági szakaszának a burkoló vonalát (29/A. ábra). A létrehozott poligonnak szintén meghatároztam a középvonalát, valamint 1 km-ként keresztmetszvényt illesztettem rá. Az így létrejövő 1 km-es szektorok lettek a keresztmetszvény-vizsgálatok alapja (29/B. ábra). Az egyes poligonokba eső keresztmetszvények átlagszélessége alapján vizsgáltam meg a különböző szakaszok szélesség-változását. Emellett a két legpontosabb adatforrás, az 1982-es és a 2006-alapján meghatároztam a mederterület változását is.

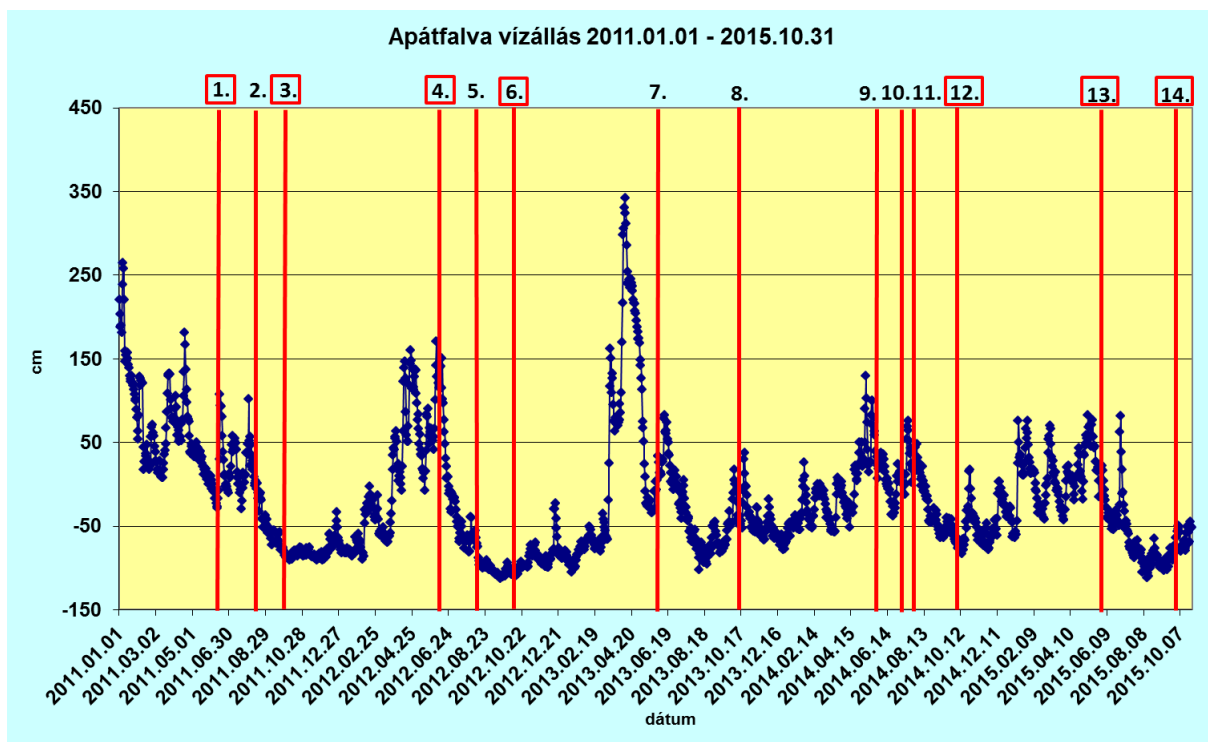


29. ábra: A keresztmetszvény-vizsgálatokhoz létrehozott 1 km-es szakaszok.

4.2 Hidromorfológiai felmérések

4.2.1 Mérési időpontok

Az adat-felvételezés az öt mintaterületen több időpontban történt. A nagyvizes mérések idején a zátonyok víz alatt voltak, így nem volt szükség vízszint feletti mederszakaszok felvételére, míg kisvízkor a sekély részek szárazulatokká váltak, ezért a mérések során az egyes időpontokban más-más módszereket alkalmaztunk a hidromorfológiai felmérések során.



30. ábra: Mérési szakaszok elhelyezkedése az Apátfalvi vízmércén ábrázolva.

A 30. ábrán piros kerettel jelölt (1., 3., 4., 6., 12., 13., 14.) mérési kampányok során Lippánál, Aradnál, Pécskánál és Apátfalvánál történt felvételezés, mely kiegészült a Sajtény mellett található mintaterülettel az utolsó három mérés (12., 13., 14.) során. Továbbá Apátfalván emellett készült további hét alkalommal (2., 5., 7., 8., 9., 10., 11.) adatgyűjtés.

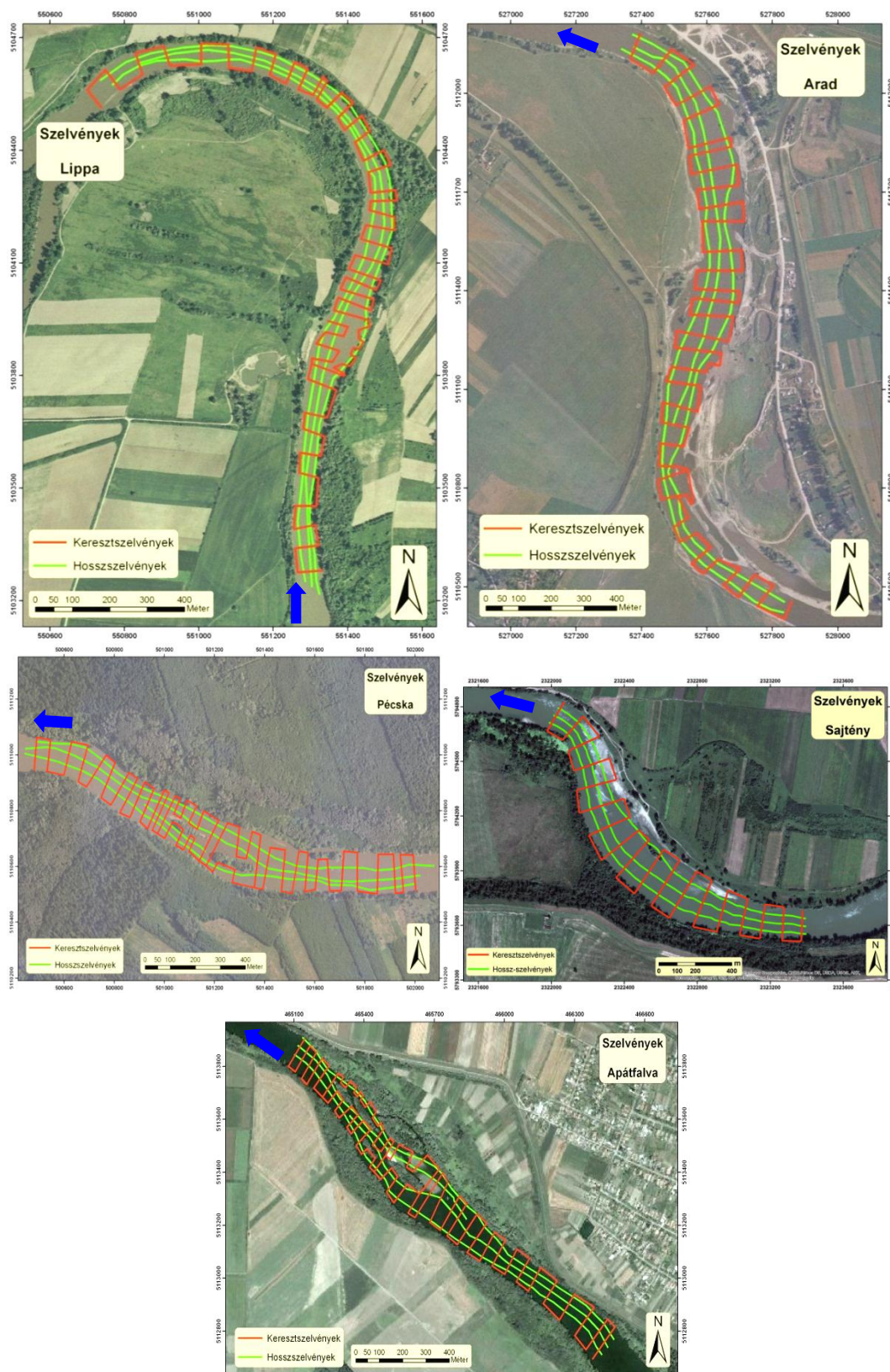
A méréseket alapvetően minden évben egy tavaszi nagyvizes és egy őszi kisvizes időszak során végeztük el. Az adat-felvételezések különböző hidrológiai helyzetek során történtek: hosszabb középvises periódust követő kisebb árhullám idején és közvetlenül utána, kisvizes időszak kezdetén valamint annak idején, illetve egymást követő árhullámok során. A fő méréseket ezen felül próbáltuk egy-egy időszakon belül is sűríteni Apátfalván, melynek segítségével egy-egy kisebb árhullám hatása is vizsgálható.

4.2.2 A szelvényezés kivitelezése

Az egyes mintaterületek kereszt- és hossz-szelvényeit az első mérés előtt kijelöltük. Ezen szelvényeket az adatfelvételezés során, a terepen, az aktuális morfológiai viszonyokhoz igazítottuk az ideális nyomvonalat. A további felmérések során mindig ezeket a szelvényeket használtuk fel (31. ábra). Így mindig ugyanazok a kereszt- és hossz-szelvények lettek felvételezve mind a víz feletti, mind pedig a víz alatti területeken. Minden mérési területen úgy jelöltük ki a mérések kereszt-szelvényeit, hogy lehetőleg a folyó szélességének felénél ne

legyenek nagyobb távolságra egymástól, illetve illeszkedjenek a terület morfológiai felépítéséhez. A keresztaszelvények átlagos távolsága 40 m.

A szelvények követése, helyzetük meghatározása Trimble Juno térinformatikai GPS segítségével történt minden esetben. A műszer névleges pontossága 2-5 méter.



31. ábra: Az első felmérést követően aktualizált felvételezési nyomvonal.

4.2.3 Felhasznált műszerek, a mérés menete

Víz alatti mederszakaszok felmérése ADCP Rio Grande műszer segítségével történt (32/A. ábra). Fontos, hogy a műszer függőleges állapotban legyen a felvételezés során. Az eltérés mértéke nem haladhatja meg a 3° -ot (Goda és Krikovszky 2002). Az ADCP átlagosan 1,5 méterenként szolgáltatott adatot a mederről a Maroson, az adott mozgási sebesség mellett.

Az ADCP-s mélységpontokhoz vízszintes koordináta-pár rendelése Topcon RTK GPS segítségével történt, ugyanis az RTK mind vízszintes, mind pedig magasság értelemben megfelelő pontosságú adatokat szolgáltat (<5 cm). A TopconHyper Pro egy geodéziai GNSS vevő. A GNSS a Global Navigation Satellite System, azaz Globális Navigációs Műhold Rendszer, amely közé tartoznak az amerikai GPS műholdak, az orosz GLONASS műholdak. Mindkettő vételére alkalmas. Működési rendszerét tekintve egy RTK azaz Real Time Kinematik GPS (valós idejű kinematikus) jelenleg legmegbízhatóbb, leggyorsabb mérési módszert teszi lehetővé centiméteres pontossággal. A vevő 3 részből áll, egy Bázis GPS-ből amelyet fix pontra kell felállítani, a Rover GPS-ből, amelyikkel felmérhetjük a kívánt pontokat és egy kezelő egységből. A vízfelszín magassága a magyarországi szakaszon tengerszint feletti (Balti), míg a romániai szakaszon WGS 84 ellipszoid feletti értékben kerültek meghatározásra.

A mérések megkezdése előtt telepítettük a Topcon RTK bázis antennáját. A műszert a mérési terület közepénél helyeztük el, így biztosítottuk a teljes mintaterület beláthatóságát. A bázis antenna pontos koordinátáit, a Rover antenna segítségével adtuk meg GNSSNet korrekcióval. A Bázis-antennát elindítva, a továbbiakban a Rover-antenna innen kapta a korrigált adatokat. A felmérés során a Topcon Rover-antennáját az ADCP műszerrel egy rúdra helyeztük (32/B. ábra), a két műszer így ugyanazon pontokat mérte horizontális értelemben. A Rover antenna másodpercenként küldi az NMEA kódot az aktuális pozícióról. A két műszerből származó adatok szinkronizálását, illetve azok fájlba mentését a Winriver program végzi valós időben.



32. ábra: Az ADCP Rio Grande és az RTK műszer az adatgyűjtés során.

Nagyvizes felméréskor az összes szelvény ADCP-vel lett felmérve, míg kisvizes időszakokban csak az 50 cm-nél nagyobb vízmélységgel borított területek, ugyanis a műszer eddig a mélységig használható megbízhatóan mélységmérésre. Kisvízkor a víz felett lévő mederformák felmérése SokkiaSet 650rx mérőállomás, valamint a Topcon RTK GPS segítségével történt. A mérőállomást olyan részeken használtuk, ahol a műholdvétel már nem megfelelő a pontos felméréshez (pl.: partokhoz közel fák alatt).

A mérőállomás álláspontját, illetve az irányzópontot a Topcon Rover műszerével határoztuk meg GNSS korrekció mellett, így az adatok pontossága vízszintes és magassági értelemben is 5 cm alatti. A felvételezések során átlagosan 5 méterenként rögzítettünk pontokat (33. ábra).



33. ábra: Adatfelvételezés a mederben mérőállomással.

4.2.4 A felmérések bizonytalanságának becslése

Az adatgyűjtések során, a szelvények nem teljesen pontos követése (2-5 méteres pontosság), a felvett pontok esetlegesen eltérő sűrűsége, továbbá a domborzatmodellezés, illetve a felmérések reprodukálhatósága is nehezítheti a különböző felvételezések összehasonlíthatóságát. A fentiekből adódó bizonytalanság mértékének becslésére, a 4.

felmérés során az apátfalvi mintaterület egy reprezentatív szakaszán rövid időn belül egymás után, kétszer felvételeztük a szelvényeket (34. ábra). A felmért szakasz hossza 520 m, területe 68 000 m². Az adatfelvétel kisvizes időszakban történt, azért, hogy a tényleges mederváltozás a két felmérés között a lehető legkisebb legyen. Vízsztint alatti és feletti szelvények is voltak a vizsgált szakaszon, így ADCP-vel, RTK-val és mérőállomással is mértünk. Az újramérés során új bázis, illetve mérőállomás alappont lett kijelölve a felvételezés végrehajtásához, ezzel is szimulálva a különböző felmérések közötti különbséget.

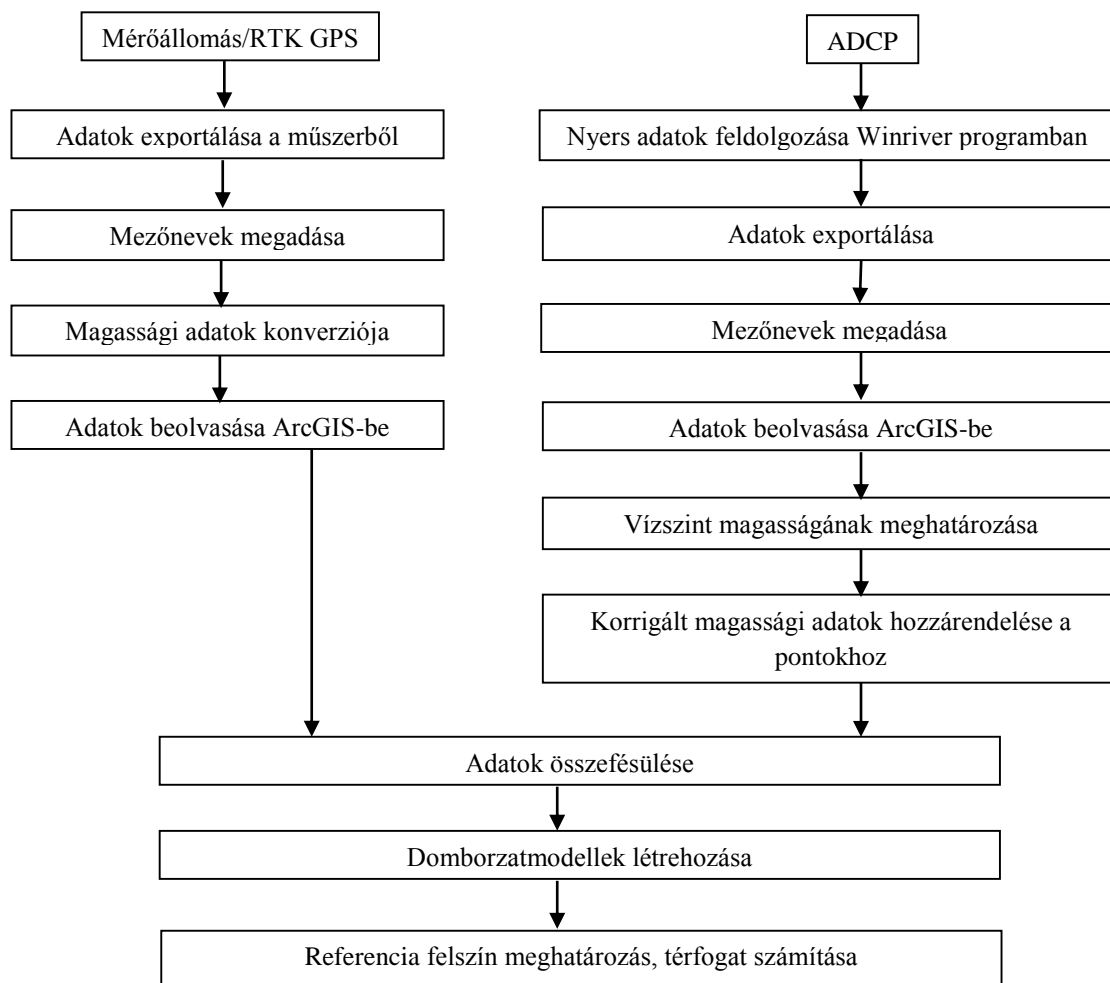
A felmérésből és modellezésből származó bizonytalanság mértékének pontosítására, illetve ellenőrzésére a 2015-ös évben további 3 területen, Pécskán, Aradon és Lippán végeztünk újramérést szintén kisvizes körülmények között. Mindegyik szakaszon 5 kereszt-szelvényt és a hozzá tartozó hossz-szelvényeket felvételeztük újra. A pécskai és az aradi területen ADCP-s és RTK-s, míg Lippán csak ADCP szelvények kerültek felmérésre, ezzel is összehasonlítva a kétfajta mérési eljárásból adódó bizonytalanságot.



34. ábra: Az egymást követő felmérések nyomvonala az apátfalvi mérési területen.

4.2.5 Az adatok feldolgozása

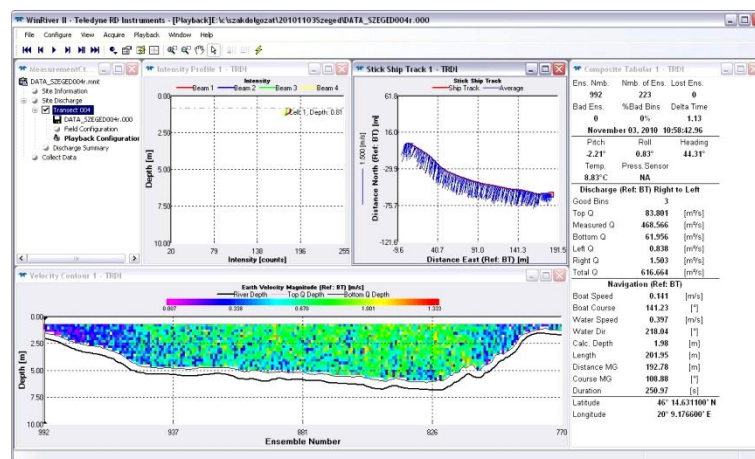
Az adatfeldolgozás több lépésből állt (35. ábra), minden műszer esetén az első lépés a nyers adatok exportálása volt. A második lépés az adatok átalakítása térinformatikai feldolgozásra, illetve a felmért pontok abszolút magasságának a meghatározása, mely alapján a domborzatmodellezés elvégezhető.



35. ábra: Az adatfeldolgozás menete.

ADCP adatok feldolgozása

Az ADCP-vel mért nyers adatok feldolgozása a műszerhez tartozó Winriver program segítségével történt. (36. ábra). A programban lehetőség van a mért adatok megjelenítésére, illetve ASCII formátumban történő exportálására. Jelen vizsgálat esetében a rendelkezésre álló adatokból 4 paraméter exportálására került sor: idő, földrajzi szélesség és hosszúság, mélység.

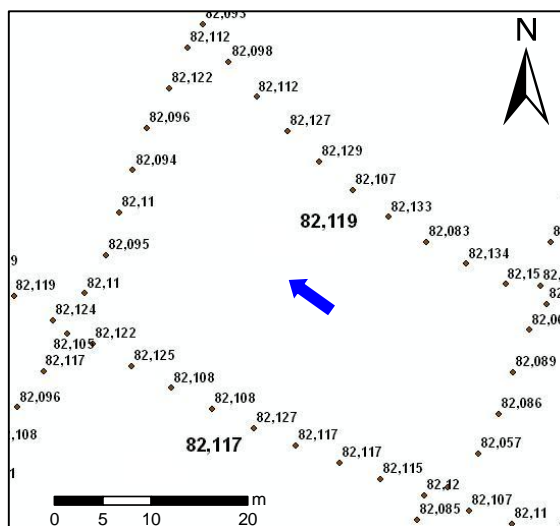


36. ábra: A WinRiver program.

A térinformatikai feldolgozást ArcGIS szoftver segítségével végeztem el. Az összes mérési időpont a kezdeti WGS 84 földrajzi koordinátáról egységesen áttaszformáltam méter alapú WGS84 ellipszoidon alapuló UTM (Universal Transverse Mercator) vetületi rendszerbe.

Az abszolút magassági adatok megadásához szükség volt a Topcon RTK által meghatározott vízfelszín magasságokra, hiszen az ADCP-ből csak relatív mélység adat nyerhető ki. A magassági értékeket Apátfalván Balti feletti, míg a romániai mérések (Pécska, Arad, Lippa, Sajtyén) esetében WGS84 ellipszoid feletti magasságban határoztam meg.

A vízszintmagasságról az összes mintaterület minden egyes mérésénél rendelkezésre áll cm-es pontosságú magassági adat az RTK GPS-ből. A feldolgozás során a kereszt-szelvényeket minden egyes mérési helyszínen egyedi azonosítóval láttam el, majd a szelvényben található pontokból meghatároztam annak átlagmagasságát. A hossz-szelvények feldolgozásának menete hasonlóan, a kereszt-szelvények közötti kis szakaszokra történt, melynek során a 30-50 m-es szakaszoknak meghatároztam a vízszint átlagmagasságát. Az így létrejött vízmagasság és a mélységadatok (riverdepth) alapján számolható a meder abszolút magassága.



37. ábra: Az RTK GPS-ből származó vízszintmagasság, valamint a hossz-szelvények feldolgozásához szükséges átlagok (*Apátfalva*).

Mérőállomás adatok feldolgozása

A mérőállomásból származó adatok már a meder abszolút magasságát jelölik, itt további módosításra nem volt szükség. Ez esetben is az UTM vetületi rendszerben dolgoztam.

A két műszerrel mért adatot egységes adattáblába fűztem össze, hogy a domborzatmodell elkészíthető legyen.

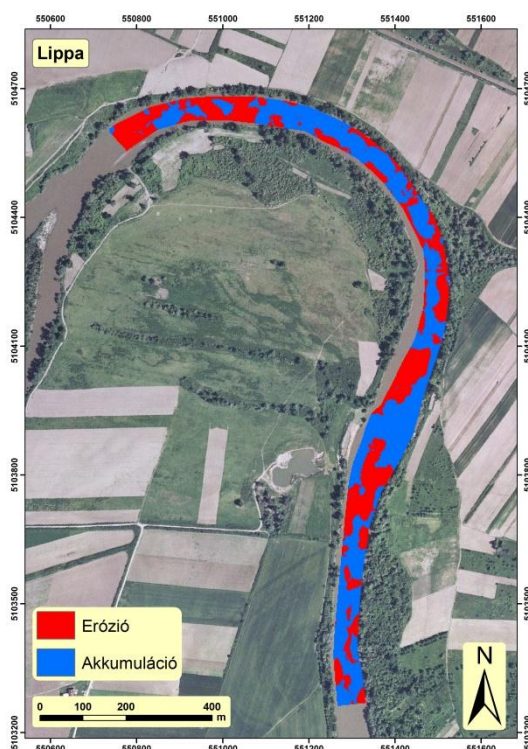
Domborzatmodellezés

A domborzatmodellek létrehozása szinten az ArcGIS programban valósult meg. Az interpolációs technikák közül a torzításmentes TIN modell, illetve a torzításos Krigelést használtam fel. Minden területen és minden mérési időpontban azonos feltételek mellett (pl.: 2 m-es felbontás) készítettem el a modelleket a változások vizsgálatához. Az egyes mintaterületekre vonatkozó különböző időpontokban felvételezett és megszerkesztett domborzatmodellek a felmért pontok alapján nem egyforma területűek, így közvetlen összehasonlításra nem használhatók fel. A területek közös metszete alapján ezért egy poligon készült, mellyel kivágtam az összes modellt, s így azonos lett a területi kiterjedésük. A kész domborzatmodellekből meghatároztam az adott mintaterületre jellemző referencia szintet, melyet az egyes mintaterületeken készült összes mérés segítségével állapítottam meg, minden mérési időpont legalacsonyabb felvett magassági értékeinek átlaga alapján.

A kész domborzatmodellek segítségével megvizsgáltam az egyes folyószakaszok morfológiai változásait. Az összes mintaterület, minden mérésére meghatároztam az interpolált magasságértékek átlagát. Ezen érték feletti tartományba eső térszíneket tekintettem zátonyoknak. A megrajzolt formák segítségével időben vizsgálható a zátonyok területi,

kerületi jellemzői, valamint az elmozdulás mértéke és iránya. A zátonyok átlagszélességét a felmérésekhez használt keresztmetszvények segítségével határoztam meg.

Az egyes modellek kivonásával elkülöníthető, hogy az előző időponthoz képest hol van hordalékvesztés, illetve hordaléktöbblet az adott mintaterületen (38. ábra). A mederanyag-egyenleg változását ezen lehatárolás segítségével több mutatóval vizsgáltam. 1) Két domborzatmodell különbségét nettó változásnak tekintettem, ekkor ugyanis az eróziós és akkumulációs tevékenységek különbsége megmutatja a területen ténylegesen végbement változásokat. 2) Az akkumulációs és eróziós térfogatértékek együttesen megadják az időpontok közötti minimális átmozgatott anyagmennyiséget, melyet abszolút változásnak tekintettem. Az egyes mérési szakaszok keresztmetszvényeinek átlagmagasság-meghatározásával vizsgáltam a meder változékonyságának a mértékét is.



38. ábra: Eróziós és akkumulációs térszínek a Lippa melletti mintaterületen.

5. Eredmények

5.1 Hosszabb távú változások vizsgálata

5.1.1 A térképi adatok megbízhatósága

A hosszú távú vizsgálatok első lépéseként megvizsgáltam az egyes adatok megbízhatóságát, ugyanis a térképi adatok eltérő méretarányúak és megbízhatóságúak. A Maros síksági szakaszának magyarországi részén Sipos (2006) végzett már hasonló vizsgálatokat, melynek során légifotókat használt fel. Az egyes légifotók nem pont ugyanabban az időpontban készültek, mint a térképi adatok, azonban a tendencia összehasonlítható a mostani eredményekkel (6. táblázat):

6. táblázat: A Sipos (2006) által (A), valamint a mostani vizsgálatok során (B) meghatározott szélességváltozások eredményei a Maros magyarországi szakaszán.

A:	1865 – 1953	1953 – 1973	1973 - 2000
	27 m	-6 m	-12 m

B:	1953 - 1960	1960 - 1982	1982 - 2006
	2.5 m	-14.7 m	-12.9 m

A kapott eredményekből jól látszik, hogy mind a két vizsgálat esetében a szélességváltozások negatív irányban mutatkoznak meg, valamint a nagysága is hasonló a közel azonos vizsgálati időszakokban. 1953 és 1973 között a légifotós vizsgálatok alapján (6/A. táblázat) a magyarországi szakaszon 6 m-es átlagszélesség csökkenés figyelhető meg. A mostani vizsgálat során (6/B. táblázat) 1953 és 1960 között 2,5 m-es növekedés, míg 1960 és 1982 között közel 15 m-es csökkenés figyelhető meg, ami összességében -12 m-t jelent. Ez az érték duplája a Sipos (2006) által meghatározott értéknek azonban a tendencia hasonló, illetve a második mérés esetén közel 10 évvel hosszabb távban történt az érték meghatározása. 1973 és 2000 között Siposnak (2006) 12 –m es csökkenés, míg a mostani elemzés során 1982 és 2006 között hasonló közel 13 m-es átlagos szélességcsökkenés adódott hasonló időintervallumban. Az adatok alapján elmondható, hogy a mostani elemzés során a teljes síksági szakasz esetében a térképi adatok és az azokból készül elemzések megbízható pontosságúak, ugyanis jól korrelálnak a légifotókból származó adatokkal.

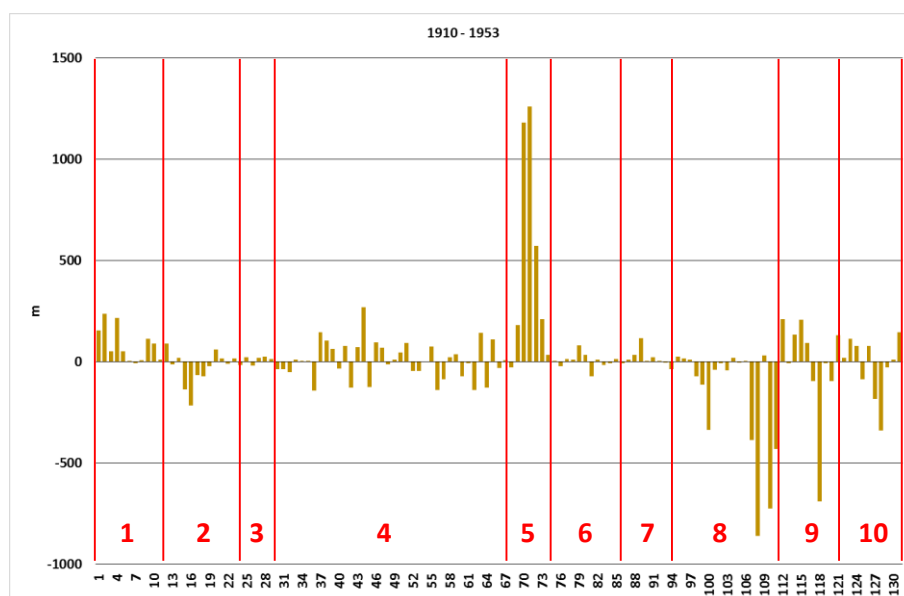
5.1.2 Szélesség és középvonal változása

A már említett területi felosztás alapján minden egyes poligonnak meghatároztam az átlagszélességét. Az egyes szektorok azonosítója a torkolatnál kezdődik 1-es számmal és folyamatosan növekszik Lippáig (131), a síksági folyószakasz határáig (39. ábra). A szélességváltozás vizsgálathoz az 1910-es térképet nem használtam fel, mert a felbontása túl kicsi egy ilyen jellegű vizsgálathoz. Az egyes vizsgálati szektorokat 10 nagyobb részre összevontam morfológiai egységekbe az eredmények taglalása során, melynek felosztása igazodik a mintaterület bemutatásánál taglalt morfológiailag elkülönülő folyószakaszokhoz (19. ábra), annyi különbséggel, hogy az ott egy egységként kezelt torkolati, valamint a Pécska és Arad közötti szakaszt további két-két szektorra osztottam. A torkolati szakasz esetében külön a meanderező és külön az egyenes szakaszt, míg a másik esetében a Pécska feletti meanderező szakaszt elkülönítettem az Arad környéki területektől.



39. ábra: Áttekintő térkép a mintaterületről, valamint a vizsgálati szakaszok azonosítóinak kiosztásáról.

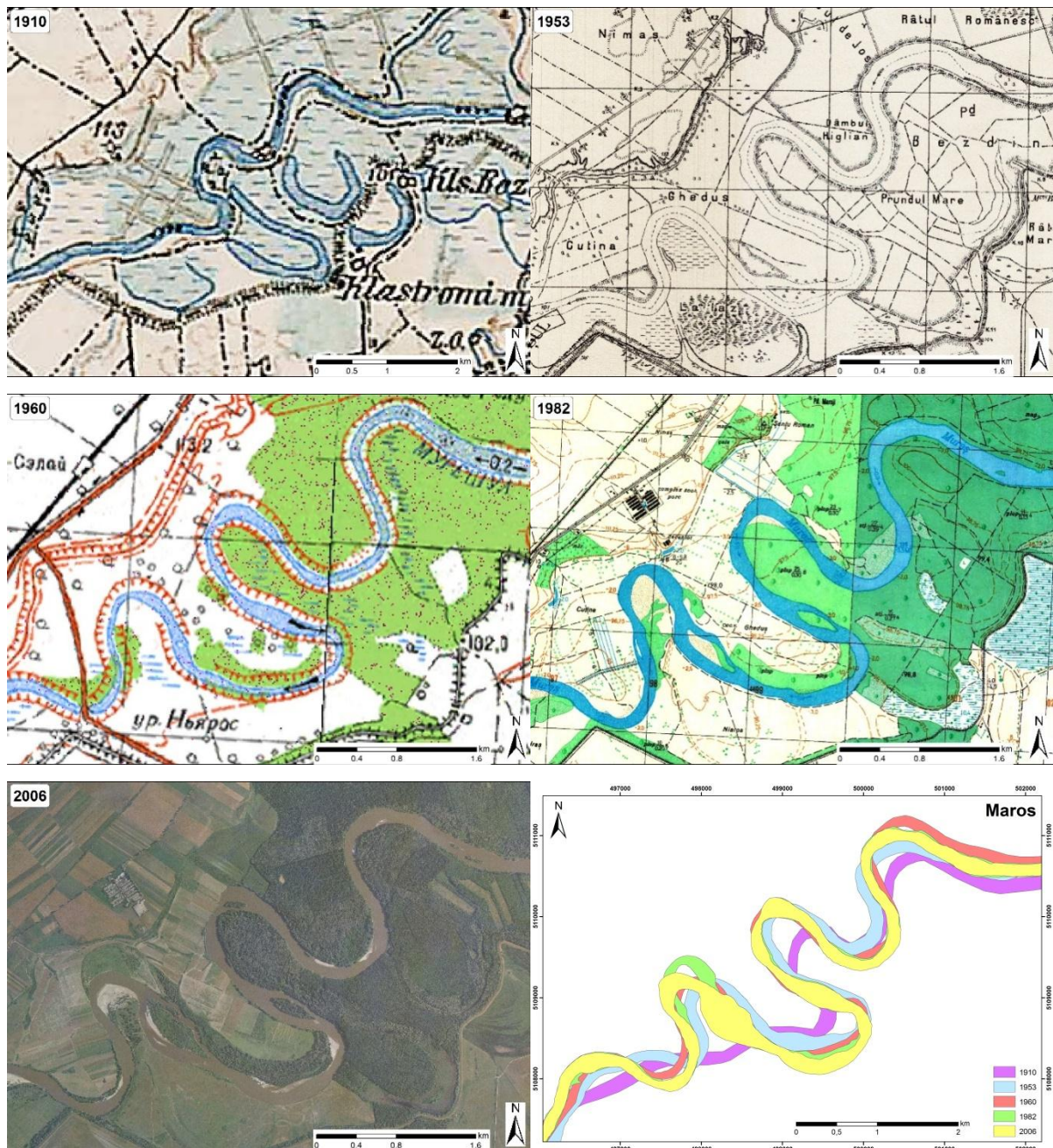
1910 és 1953 között a fő változások az 5. morfológiai egységben a Pécska alatti szakaszon tapasztalhatóak a középvonal tekintetében (40. ábra), ahol a szabályozások folyamán kiegyenesített szakaszt a folyó nem fogadta el, a holtágak mentén visszaállt az eredeti meanderező állapot (41. ábra). Több kilométerrel megnőtt a középvonal hossza ezen a folyószakaszon (7. táblázat). A másik jelentősebb változás a Lippa és Arad közötti szakaszon mutatkozik a 8., 9. és 10. morfológiai egységben, ahol a XX. század elején még végeztek kanyarulat átvágásokat, illetve mederrendezéseket, melynek nyomán átlagosan 500 méterrel csökkent egy-egy szektor középvonalának hossza. A teljes síksági szakasz tekintetében kb. 1 km-es növekedés tapasztalható a vizsgálati időszakban.



40. ábra: 1910 és 1953 közötti középvonal hosszváltozása.

7. táblázat: A Maros síksági szakaszának középvonal változása az egyes morfológiai egységekben 1910 és 1953 között (40. ábra).

Morfológiai egység	Középvonal hossza (m)	Középvonal hossza (m)	Középvonal hosszának változása (m)
	1910	1953	1910-1953
1	11353	12280	927
2	14154	13812	-342
3	6031	6073	42
4	44805	44998	193
5	8735	12145	3410
6	12620	12660	40
7	10856	11002	146
8	26657	23743	-2914
9	13083	12964	-119
10	16515	16318	-197

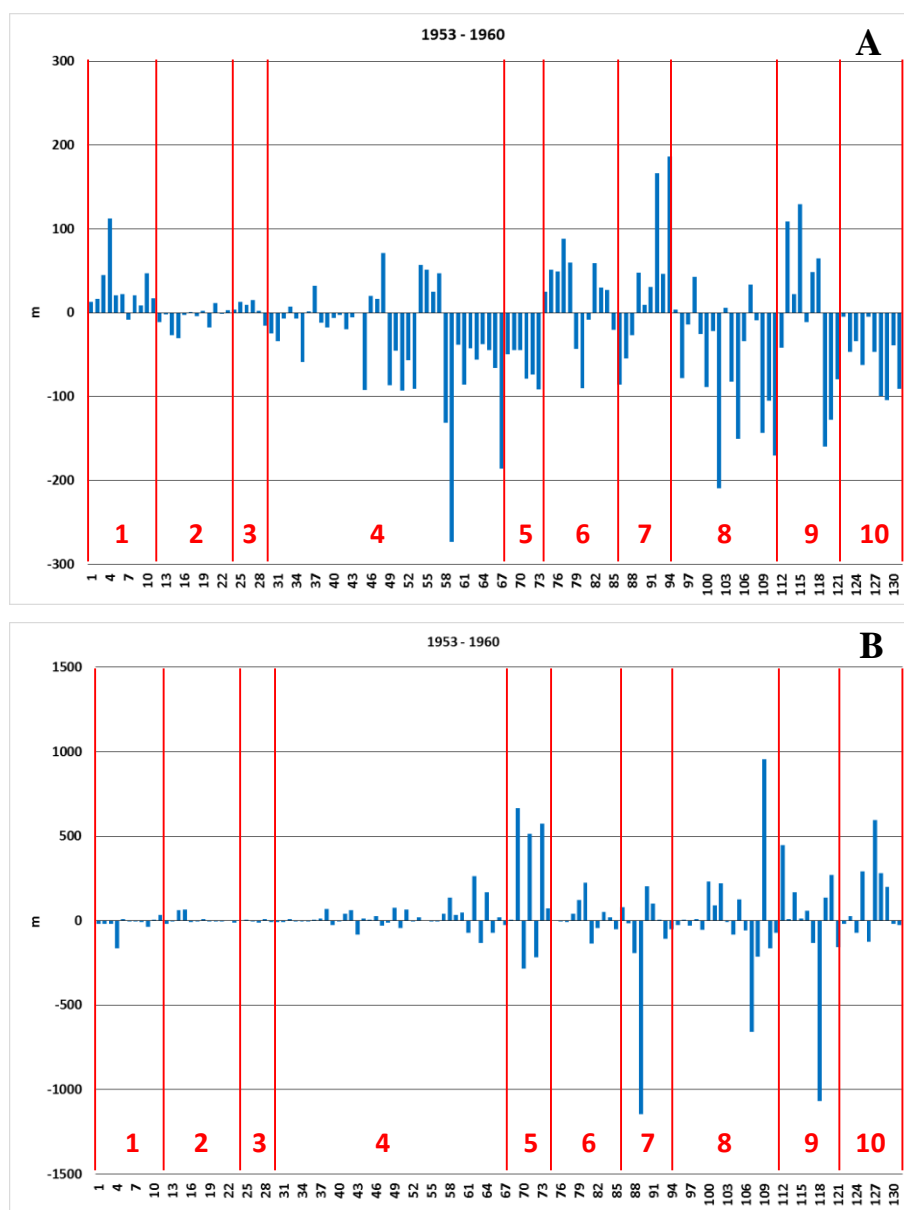


41. ábra: A Pecska alatti meanderező szakasz az egyes vizsgálati időpontokban, valamint a partvonalak változása.

Az 1953 és 1960 közötti szélességváltozásokat megvizsgálva (42/A. ábra) a szűkülés a jellemző. Ez a szűkülés a legnagyobb mértéket a Sajtény feletti 4. és 5., valamint Arad feletti 8-as és 10-es morfológiai egységben éri el. Az előbbieknél az átlagos szélességváltozás -34, illetve -51 m, míg az utóbbiaknál -62 és -54 m (8. táblázat). Ezen folyószakaszok a kanyarulat-átvágások által leginkább érintettebbek, ahol az átvágások és mederrendezések hatására a folyónak megnőtt az esése, ezáltal a munkavégző képessége. Helyenként kismértékű szélesség növekedés is kimutatható az eltelt időszakban a torkolati szakaszon (1. morfológiai egység), valamint a 6., 7. és 9. morfológiai egységben. A 9. morfológiai

egységben található a homok és kavicskitermelés fő központja (44. ábra), mely valószínűsíthetően ebben az időszakban indult meg jelentősebb mértékben. A kitermelések következtében valószínűleg mesterségesen növelték a folyószélességet a partok elhordásával. A teljes síksági szakaszt figyelembe véve azonban a szűkülés a fő tendencia, melynek átlag értéke -30 m.

A középvonal tekintetében a magyarországi szakaszon csak kisebb változások mutatkoznak meg a vizsgált időszakban (42/B. ábra). A legnagyobb a torkolat felett történt ahol a középvonal hossza 223 m-t rövidült a két időpont között. Kiugró érték a Pécska alatti meanderező szakaszon, az 5. morfológiai egységben figyelhető meg a kanyarulatok aktív fejlődéséből kifolyólag (41. ábra), aminek folyamán a növekedés mértéke meghaladja a 3000 m-t. Emellett a romániai szakaszon megfigyelhető 3 jelentősebb csökkenés is a 7., 8. és 9. morfológiai egységben, ami az ott található kanyarulatok kiegyenesítéséből, rendezéséből adódik. A romániai folyószakaszon emellett a középvonalak növekedése is megfigyelhető 8. és 10. morfológiai egységben, mely a mondorlaki, valamint a Lippa alatti kanyarulatok fejlődéséből adódik. A teljes síksági szakasz tekintetében a középvonal hossza hozzávetőleg 2 km-t nőtt.



42. ábra: 1953 és 1960 közötti átlagos szélességváltozás (A),
valamint a középvonal hosszának (B) változása.

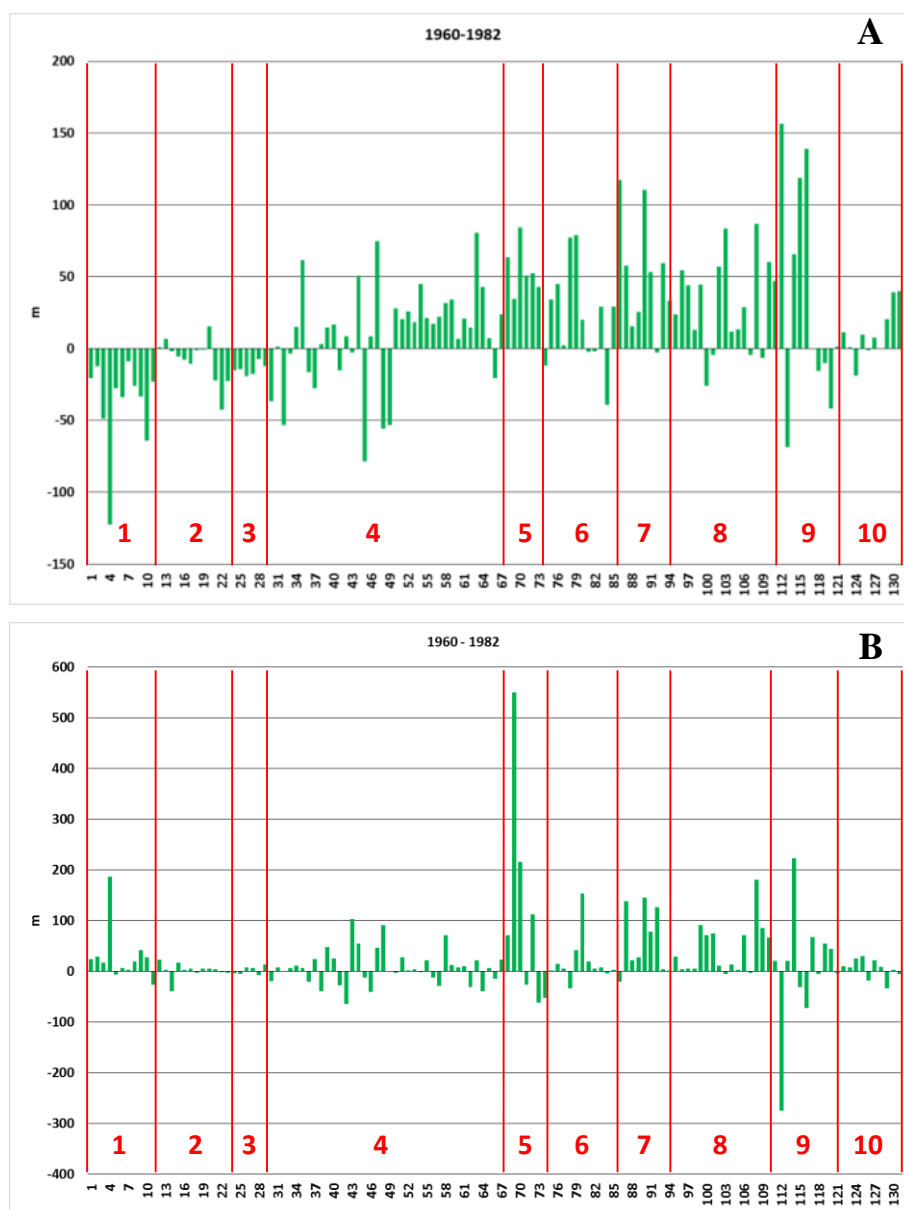
8. táblázat: A Maros síksági szakaszának átlagszélesség, valamint középvonal változása az egyes morfológiai egységekben 1953 és 1960 között (42. ábra).

Morfológiai egység	Átlagszélesség (m)		Átlagszélesség változás (m)	Középvonal hossza (m)		Középvonal hosszának változása (m)
	1953	1960	1953-1960	1953	1960	1953-1960
1	109	138	29	12280	12057	-223
2	140	133	-7	13812	13897	85
3	129	134	5	6073	6063	-10
4	205	171	-34	44998	45593	595
5	166	115	-51	12145	13471	1326
6	171	181	10	12660	12953	293
7	136	186	50	11002	9798	-1204
8	209	147	-62	23743	24010	267
9	197	193	-4	12964	12706	-258
10	165	111	-54	16318	17455	1137

1960 és 1982 között az eddigiekkel ellentétben az átlag szélesség értékek növekedése lesz a döntő folyamat a folyó teljes síksági szakaszán (43/A. ábra). Azonban a határ két

oldalán ellentétes folyamatok zajlanak, a magyarországi szakaszon inkább a szűkülés, míg a romániai szakaszon inkább a szélesség növekedése figyelhető meg. Az erősen szabályozott torkolati szakasz és a Makó környéki és feletti 2. és 3. morfológiai egység esetében is a folyamatok hasonló jellegűek, a meder szűkülése a jellemző. Az átlagos szélességsökkenés mértéke 8 és 38 m között alakult (9. táblázat). A szinte teljes romániai szakasz szélességnövekedését több tényező befolyásolja, a határ feletti részen (4. morfológiai egység), valamint a Pécska alatti szakaszon (5. morfológiai egység) a már említett kanyarulatok folyamatos fejlődése okozza a 9 és 45 m-es átlagos szélességnövekedést (41. ábra). Az Arad környéki részek (7-9. egység) pedig a homok- és kavicskitermelés ebben az időszakban az egyik legjelentősebb (44. ábra), melyet jól mutat a folyó átlagszélességének 35 m-es növekedése ezen a szakaszon. A teljes síksági szakasz átlagos szélességnövekedése eléri a 24 métert a két időpont között.

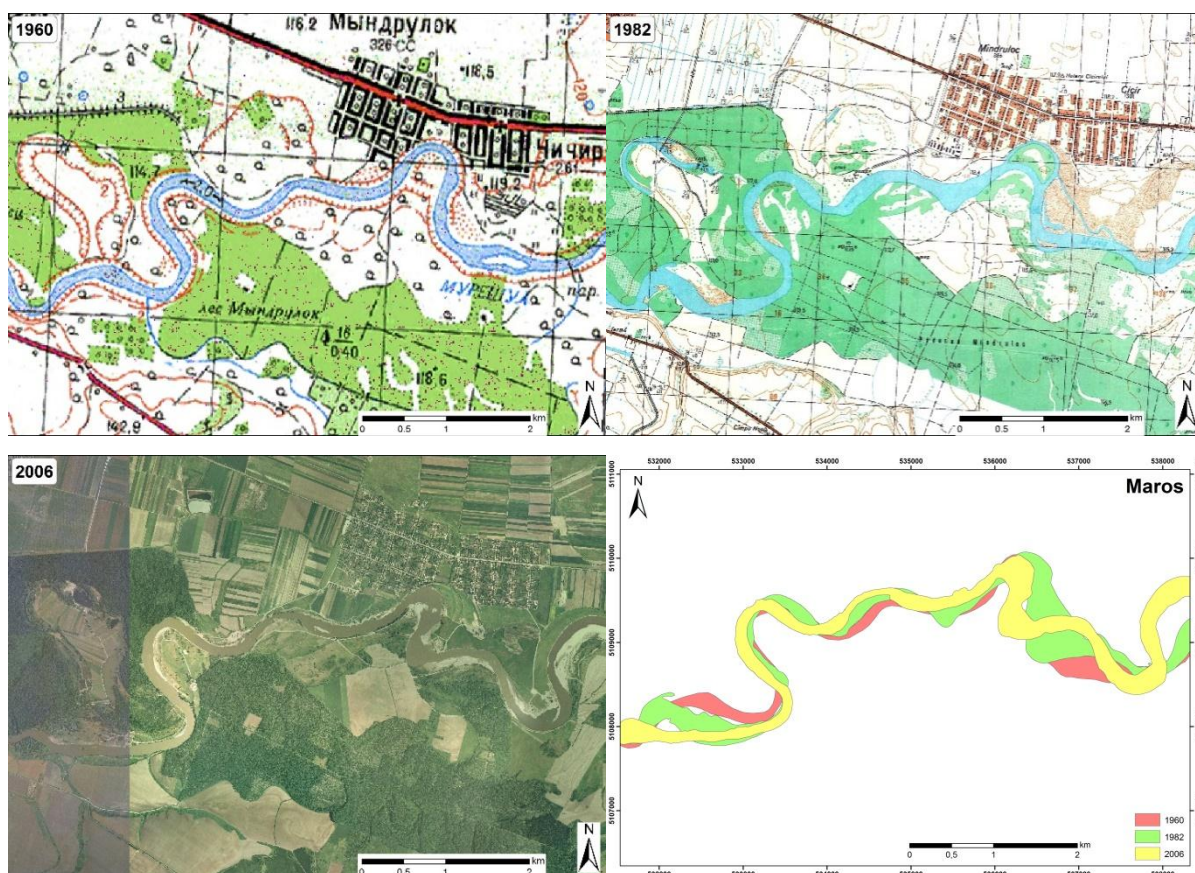
A középvonal változását tekintve aktívan folytatódik a pécskai kanyarulatok fejlődése az 5-ös morfológiai egységben (43/B. ábra), melynek során a folyószakasz hossza az előző időponthoz képest 6 %-al nőtt (9. táblázat). Emellett több romániai morfológiai egységben (6-9.) is jelentősebb, akár 700 m-es hossznövekedés figyelhető meg a vizsgált időszakban, mely valószínűsíthetően a kanyarulatok aktív fejlődéséből adódik. A folyó ezen szakaszán a bányászati tevékenységek is hozzájárulhatnak a gyorsabb fejlődéshez a partok gyengítésével, anyaguk elhordásával. A diagramon megfigyelhető egy kiugróbb csökkenés (280 m) a 9. morfológiai egységben, mely a Mondorlak melletti kanyarulat átvágásából adódik (44. ábra). A teljes síksági folyószakasz középvonalának hossza továbbra is növekvő tendenciát mutat, a két időpont között közel 3 km-t nőtt.



43. ábra: 1960 és 1982 közötti átlagos szélességváltozás (A),
valamint a középvonal hosszának (B) változása.

9. táblázat: A Maros síksági szakaszának átlagszélesség, valamint középvonal változása az egyes morfológiai egységekben 1960 és 1982 között (43. ábra).

Morfológiai egység	Átlagszélesség (m)		Átlagszélesség változás (m)	Középvonal hossza (m)		Középvonal hosszának változása (m)
	1960	1982	1960-1982	1960	1982	1960-1982
1	138	100	-38	12057	12377	320
2	133	125	-8	13897	13915	18
3	134	119	-15	6063	6073	10
4	171	180	9	45593	45866	273
5	115	160	45	13471	14281	810
6	181	213	32	12953	13144	191
7	186	230	44	9798	10339	541
8	147	178	31	24010	24736	726
9	193	227	34	12706	12729	23
10	111	122	11	17455	17504	49

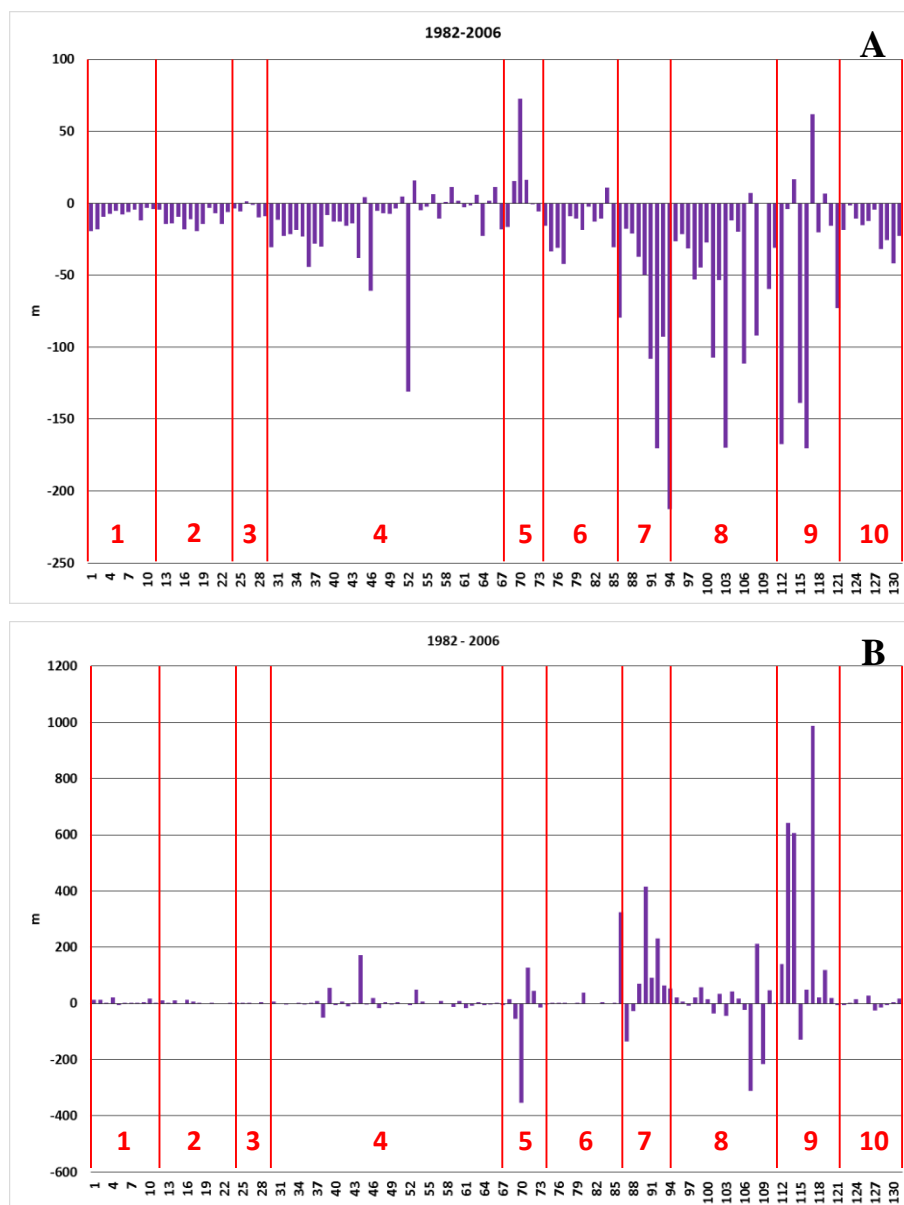


44. ábra: A mondorlaki szakasz az egyes időpontok, valamint a folyószakasz változása.

1982 és 2006 között szinte a teljes síksági szakasz szűkülése figyelhető meg (45/A. ábra). A magyarországi morfológiai egységekben (1., 2., 3.) átlagosan 8 m-es szűkülés figyelhető meg (10. táblázat), melyet okozhat a csökkenő kisvízi szintek által generált vegetáció megtelepedése (Sipos et al. 2008), valamint a folyó bevágódása is (Sipos et al. 2012). Ez a szélesség csökkenés a romániai részen még nagyobb mérvű, ott az Arad alatti szakaszon a 7. és 8. morfológiai egységben meghaladja az átlag 80 m-es értéket is. A jelentős módosulás háttérben az állhat, hogy csökkenhetett a kavics és homokkitermelés az adott szakaszokon. Azonban lokálisabb helyszíneken a 8. és 9. morfológiai egységben Arad és Lippa között (pl.: Mondorlak) továbbra is fennáll ezen tevékenység (44. ábra), melynek folyamán jelentkeznek kisebb szélességnövekedések az elhordott partanyagok folyamán. A másik kimutatható átlagszélesség növekedés (10 m) a Pécska alatti meanderező szakaszon (5. egység) figyelhető meg a további fejlődés hatására. A vizsgált időszakban a teljes síksági szakaszon átlag 25 m értékű szűkülés adódott összességében.

A jelentősebb szélességcsökkenéssel ellentétben a folyó középvonalának hossza nagyobb mértékben nem változott a magyarországi szakaszon, míg Romániában növekedett ebben az időszakban (45/B. ábra). Az egyik jelentősebb, több mint 700 m-es növekedés, a már említett 7. morfológiai egységben található kanyarulat átvágáshoz kötődik, ahol a folyó a

kiegyenesített szakaszon újra meanderező mintát vett fel (10. táblázat). A másik jelentősen módosuló rész a 9. egység folyószakasza ahol a kanyarulatok részben az antropogén beavatkozás hatására folyamatosan fejlődnek, illetve áthelyeződnek, akár 1 km-rel is növelve egy-egy szektor középvonalaának a hosszát. A teljes síksági szakaszt figyelembe véve tovább növekszik a középvonala hossza újabb 3 km-rel.

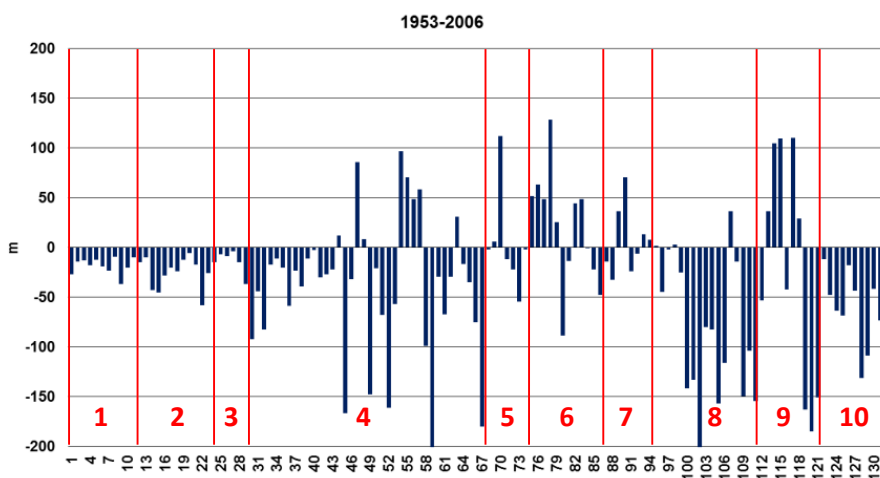


45. ábra: 1982 és 2006 közötti átlagos szélességváltozás (A), valamint a középvonala hosszának (B) változása.

10. táblázat: A Maros síksági szakaszának átlagszélesség, valamint középvonal változása az egyes morfológiai egységekben 1982 és 2006 között (45. ábra).

Morfológiai egység	Átlagszélesség (m)		Átlagszélesség változás (m)	Középvonal hossza (m)		Középvonal hosszának változása (m)
	1982	2006	1982-2006	1982	2006	1982-2006
1	100	91	-9	12377	12446	69
2	125	114	-11	13915	13960	45
3	119	115	-4	6073	6079	6
4	180	166	-14	45866	46065	199
5	160	170	10	14281	14043	-238
6	213	191	-22	13144	13519	375
7	230	142	-88	10339	11101	762
8	178	128	-50	24736	24569	-167
9	227	177	-50	12729	15179	2450
10	122	104	-18	17504	17516	12

Összességében elmondható, hogy a kezdeti 1953-as térképekhez képest 2006-ra szinte a teljes szakaszon az átlagszélességek csökkenése figyelhető meg (46. ábra). A csökkenés átlagos mértéke a magyarországi szakaszon 40-50 méterre tehető egy-egy szektorban, míg a romániai szakaszon a változás átlagos mértéke elérheti közel 100 m is lehet egy szektorban (pl.: 8. morfológiai egységben). A szélesség növekedése csak kisebb szakaszokon, mint a Sajtény alatti (4. egység), a Pécska alatti (5., 6. egység), valamint a bányászati tevékenységek által módosított folyószakaszok mentén (9. egység) figyelhető meg, ahol ennek átlagos mértéke 50 m.



46. ábra: 1953 és 2006 közötti átlagos szélességváltozás.

A középvonal alakulására a folyamatos növekedés a jellemző (11. táblázat). A változás főként a kanyarulatok aktív fejlődéséből adódik. A kezdeti 1910-es 164,8 km-es hosszról a vizsgálati időszak végére (2006) 174,5 km-re nőtt a folyó a hossza, melynek további növekedése várható a jövőben.

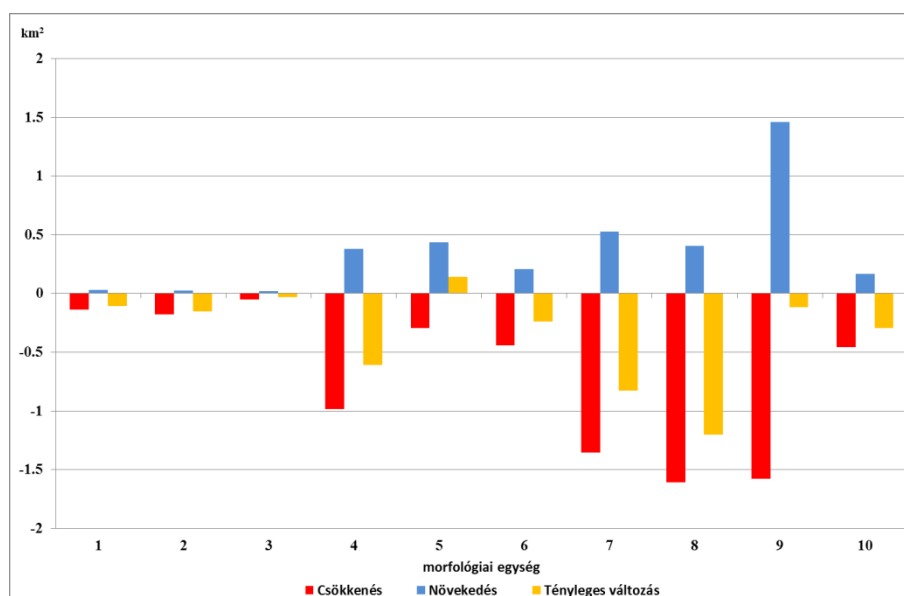
11. táblázat: *A teljes síksági szakasz középvezetési vonalának változása.*

Év	Középvezetési vonal hossza (km)
1910	164.8
1953	166
1960	168
1982	171
2006	174.5

A jelenlegi tendenciák alapján a jövőben is tovább folytatódhat az átlagszélességek csökkenése, illetve a középvezetési vonal hosszának a növekedése. Ez főként adódik a kanyarulat-átvágások után újra meanderezővé válásból, azonban az egyes folyamatokat sebességét jelentősen befolyásolja az antropogén beavatkozás. A kavics- és homokkitermelés által lecsökkentett mederanyag-mennyiség hatására, a laterális erózió végett a kanyarulatok aktív fejlődése gyorsulhat. Ez a gyorsabb fejlődés pedig veszélyeztetheti a folyóhoz közeli településeket (pl.: Mondorlak, Csicsér), valamint az árvízvédelmi töltéseket is (pl.: Ferencszállás).

5.1.3. Mederterület változása

Az 1982 és 2006 közötti területváltozásokat megvizsgálva (47. ábra) megállapítható, hogy a folyó magyarországi szakaszán a mederterület változása jóval kisebb mértékű, mint a romániai szakaszon. 24 év alatt a legkisebb változások a 3. morfológiai egységben tapasztalhatóak, ahol a területi csökkenés, illetve növekedés nem éri el a $0,05 \text{ km}^2$ -t. A Makó alatti (2. egység), illetve a torkolati szakaszon (1. egység) a változás mértéke $0,02$ és $0,2 \text{ km}^2$ között változik, azonban mindhárom területen összességében területi csökkenés történt.



47. ábra: A Maros síksági szakaszának területváltozása az egyes szektorokban 1982 és 2006 között.

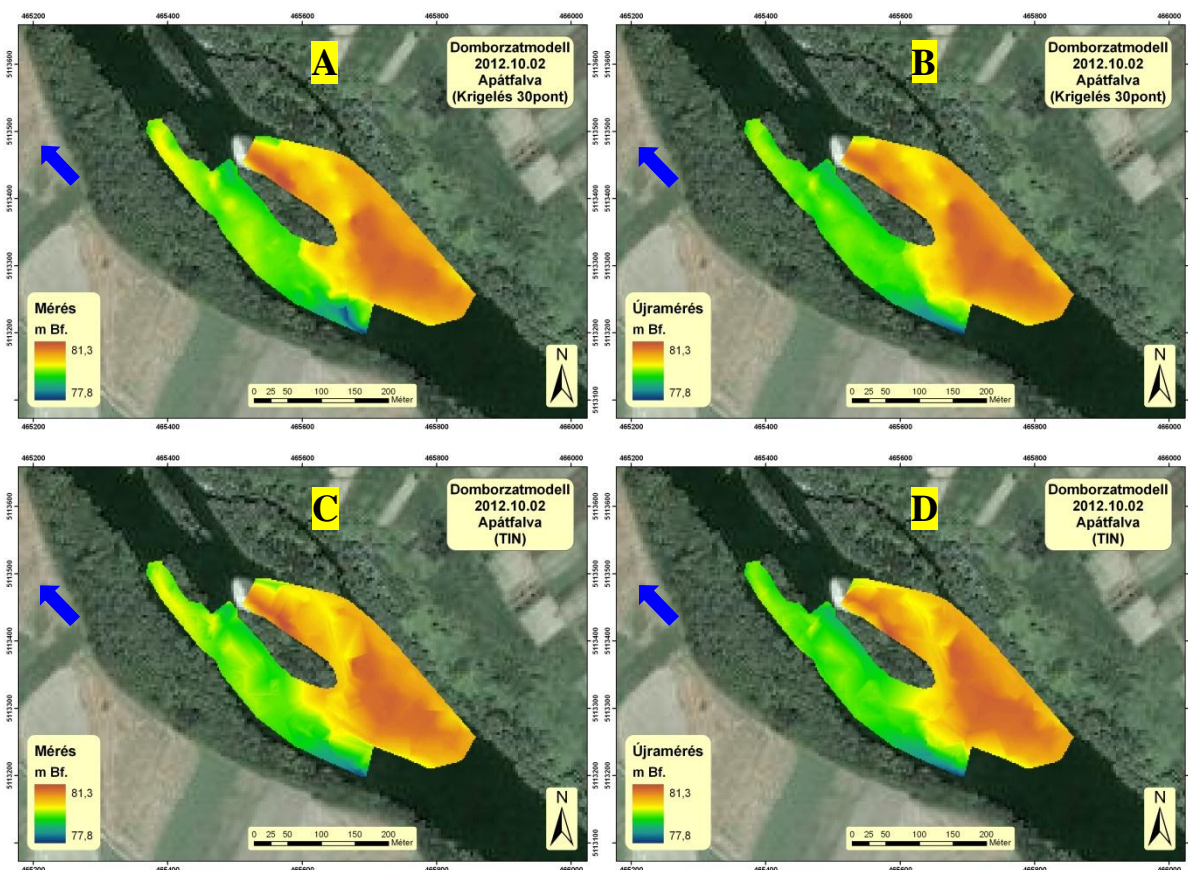
A folyó határszakaszától kezdve egyre nagyobb változások tapasztalhatóak egészen Lippáig. A legnagyobb változások a 7., 8. és 9. morfológiai egységben mutatkoznak meg. Ezek közül is a legjelentősebb a 9. egység ahol mind a területi csökkenés, mind pedig a növekedés $1,5 \text{ km}^2$ körüli értéket mutat. Ez a kavics- és homokkitermelés egyik központja, melynek során folyamatosan változik a partok helyzete a jelentős kitermelés hatására. Ettől folyásirányban lefele már a csökkenés jóval nagyobb mértékű lesz, mint a növekedés (7., 8. egység). Valószínűsíthetően a bevágódás következtében $1 - 1,6 \text{ km}^2$ lett a területi csökkenés, míg a növekedés ezzel szemben $0,3 - 0,5 \text{ km}^2$ között alakult, a tényleges területi változás így $-0,8 - -1,2 \text{ km}^2$ közötti. A területi csökkenés egészen a Pécska alatti szakaszig jellemző, azonban az 5. morfológiai egységben megfordul ez a tendencia, hiszen egyetlen egységként itt lett a tényleges változás pozitív értékű ($0,14 \text{ km}^2$). A területi növekedés jelentős parteróziós tevékenységre utal, mely a Pécska alatti meanderező szakaszt jelöli. A Sajtény melletti részeken, valamint a folyó határszakaszán már ismét a területi csökkenés adódott melynek értéke $-0,6 \text{ km}^2$. A parterózió csökkenésétől függetlenül azonban a mederben történő hordalékmozgatás továbbra is jelentős lehet a korábbi vizsgálatok alapján (Sipos 2006, Kerekes 2009, Katona 2014). Összességében elmondható, hogy egy folyószakasz kivételével mindenhol a területi csökkenés mutatható ki, azonban az egyes szakaszok változásának nagysága, dinamikája eltér egymástól.

5.2 Hidromorfológiai felmérések eredményei

5.2.1 Felmérésből, domborzatmodellezésből adódó bizonytalanság meghatározása

Az apátfalvi mintaterületen végzett kétszeri felmérés pontjaiból, több interpolációs eljárással készültek domborzatmodellek az eltérések mértékének, ezáltal a mérés és kiértékelés során fellépő hibákból adódó bizonytalanság meghatározásához. Az egyes modellek pontosságát jelentősen befolyásolhatják a felhasznált műszerek pontossága is. Nagyobb bizonytalanság az ADCP műszer esetében lép fel, ugyanis a mérési pontosság kisebb (± 10 cm), mint az RTK GPS esetében (\pm pár cm), mely szintén okozhat eltéréseket ugyanazon szelvények átlagmagasságában. A felmérések során az ADCP-s pontok átlagmagasság-eltérése ugyanazon szelvények esetében ± 7 cm-nek adódott, mely megfelel a műszer pontosságának, azonban fontos, hogy minden esetben ugyanúgy történjen a műszer rögzítése, valamint a felmérés menete, mely így nem növeli a bizonytalanság nagyságát.

A domborzatmodelleket többfajta lineáris krigeléses interpolációval (más mennyiségű környező pont figyelembe vételével), illetve TIN modell (48. ábra) segítségével készítettem el. Így összehasonlíthatóvá váltak a torzításos és torzításmentes interpolációval készült medertérképek és a hozzájuk tartozó térfogatértékek is. Első lépésként a krigeléses és TIN modelleket hasonlítottam össze. A krigelés során kiegyenlítettebb képet fogunk kapni a felszínről, eltűnnek a kisebb mélyedések, és kiugró magaslatok, míg a TIN modellnél ezek érzékelhetően megjelennek. A zátonyok felépítésében, kiterjedésében nem mutatkoznak nagyobb különbségek az egyes modellek között.



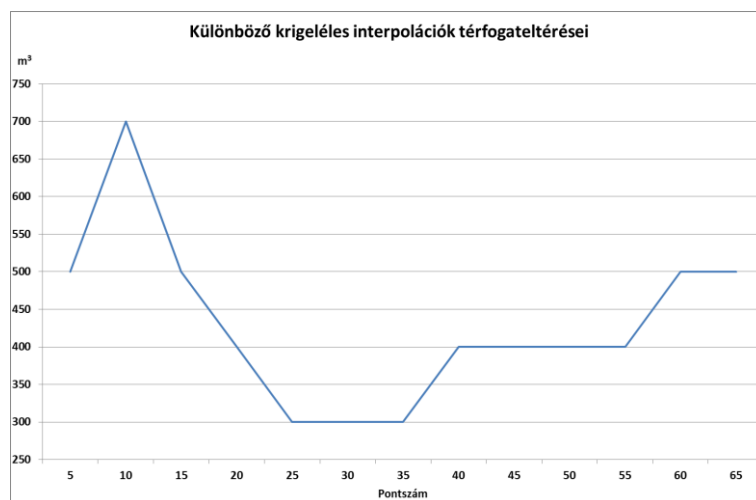
48. ábra: Krigelés (A,B) és TIN (C,D) domborzatmodell a hibavizsgálat során.

Az elkészült domborzatmodellekből az Apátfalvi mintaterületen alkalmazott referencia szintet (77,65 m Bf.) alapul véve kerültek meghatározásra a térfogatértékek, az első és a második mérés pontjaiból is (12. táblázat).

12. táblázat: Hibavizsgálat térfogatértékei, Apátfalva.

	Mérés térfogat (m ³)	Újramérés térfogat (m ³)	Térfogateltérés (m ³)
Krigelés 5 pont	161700	161200	500
Krigelés 10 pont	161600	160900	700
Krigelés 15 pont	161400	160900	500
Krigelés 20 pont	161300	160900	400
Krigelés 25 pont	161200	160900	300
Krigelés 30 pont	161200	160900	300
Krigelés 35 pont	161200	160900	300
Krigelés 40 pont	161300	160900	400
Krigelés 45 pont	161300	160900	400
Krigelés 50 pont	161400	161000	400
Krigelés 55 pont	161400	161000	400
Krigelés 60 pont	161500	161000	500
Krigelés 65 pont	161500	161000	500
TIN	164900	163500	1400

A mérés és újramérés, valamint a krigeléses interpolációk között is látszik térfogateltérés. Az is jól megfigyelhető, hogy jelentős eltérés mutatkozik meg a TIN és krigeléses interpoláció között, a TIN modellel tapasztalt eltérés mértéke akár háromszoros is lehet, értéke 1400 m^3 . Az egyes krigeléses interpolációk között kisebb eltérés mutatkozik. A 49. ábrán látható, hogy a kis számú környező pontot figyelembe vevő interpoláció során (5,10,15 pont) még nagyobb az eltérés mértéke ($500\text{-}700 \text{ m}^3$), mely ezután lecsökken 300 m^3 -es értékre a 30 pont környékén, majd a 40 ponttól ismét emelkedik a különbség mértéke ($400\text{-}500 \text{ m}^3$). A legkisebb eltérés tehát a 25, 30 és 35 pontos krigelésnél van. Az 1-1,5 méterenkénti pontok, valamint a szelvények közötti 40 m-es távolság alapján, 30 környező pont esetén valószínűsíthetően az egyes magassági pontok számolásához a szomszédos két szelvényt fogja figyelembe venni, illetve a szelvényhez közeli, csak az adott szelvényt. A kevesebb környező pontnál előfordulhat, hogy csak az egyik szelvény adatait veszi figyelembe, miközben a formáknak van egy erőteljes, szelvényekre merőleges komponense, azaz a szomszédos szelvények is számítanak. Ha a környező pontszám nagyobb, akkor nemcsak a szomszédos szelvényeket vehet figyelembe, hanem máshonnan is vesz pontot, tehát több szelvény mérési eltérései is hathatnak rá, így nagyobb az eltérés mértéke. A bizonytalanság-vizsgálat alapján az összes mintaterületen a 3 legjobb érték átlagával, a 30 környező pontot figyelembe vevő krigeléses interpolációval készítettem el a domborzatmodelleket a továbbiakban.

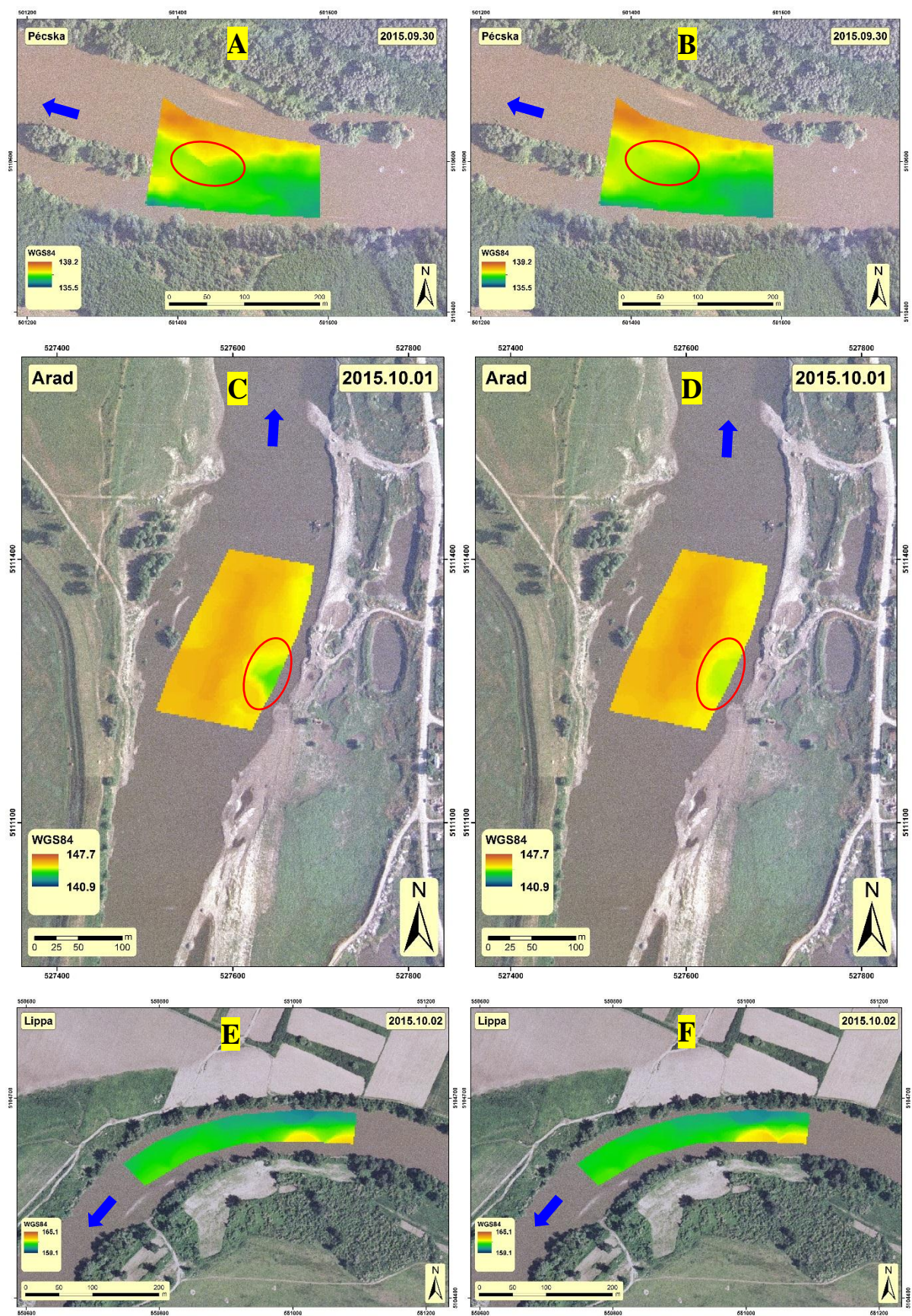


49. ábra: A különböző mennyiségű környező pontot figyelembe vevő krigeléses interpolációk eltérései.

A kapott bizonytalanság értékek azonban csak a felmért területre vonatkoznak, az adatokat így normalizáltam 1 fkm hosszra, amellyel jobban megadható a későbbiekben a mérési és interpolációs hibákból adódó eltérés mértéke. Az apátfalvi mintaterület esetében 1 fkm-s szakaszon a 30 pontos krigelés esetén $600 \text{ m}^3/\text{fkm}$ adódott, mely a többi mintaterületen is alkalmazható lehet ugyanis a felmérés technikája, valamint az interpoláció minden esetben megegyezik.

A 2015-ös hibavizsgálat során szintén elkészítettem minden mintaterületen a különböző környező pontokat figyelembe vevő lineáris interpolációkat. A TIN modellel ez esetben már nem készült vizsgálat az előzőnél tapasztalt jelentős eltérés végett. A legkisebb eltérés itt is minden mintaterületen a 30 pontos lineáris krigeléssel adódott, így a továbbiakban csak ezzel vizsgáltam meg az eltéréseket az egyes mintaterületeken.

A pécskai szakaszon a legfelső sziget felett történt az 5 keresztmetszvény felvétele, a felmért folyószakasz hossza 250 m. A kész domborzatmodelleket megvizsgálva (50. ábra A,B), jelentősebb különbség az oldalzátony peremén tapasztalható, ahol az első mérés során megtalálható kisebb kiugró rész, az újramérés során már nem jelenik meg, mely a felmérésből származó hibára utalhat. A felmért szakasz többi részén nagyobb különbség nem figyelhető meg. Az aradi mintaterületen, a középső részen történt a 2. mérés, 210 m hosszúságban (50. ábra C,D). A két DDM között csak kisebb eltérés mutatkozik, melynek során a jobb part mentén található kisebb mélyedés az első mérés esetén hangsúlyosabban jelenik meg, mint a második alkalommal. A lippai mintaterületen az újbóli adat-felvételzés a mintaterület legalsó szakaszán történt 360 m-es hosszúságban (50. ábra E,F). A két domborzatmodell között számottevő különbség nem figyelhető meg, csak nagyon kis eltérések mutatkoznak a két modell között.



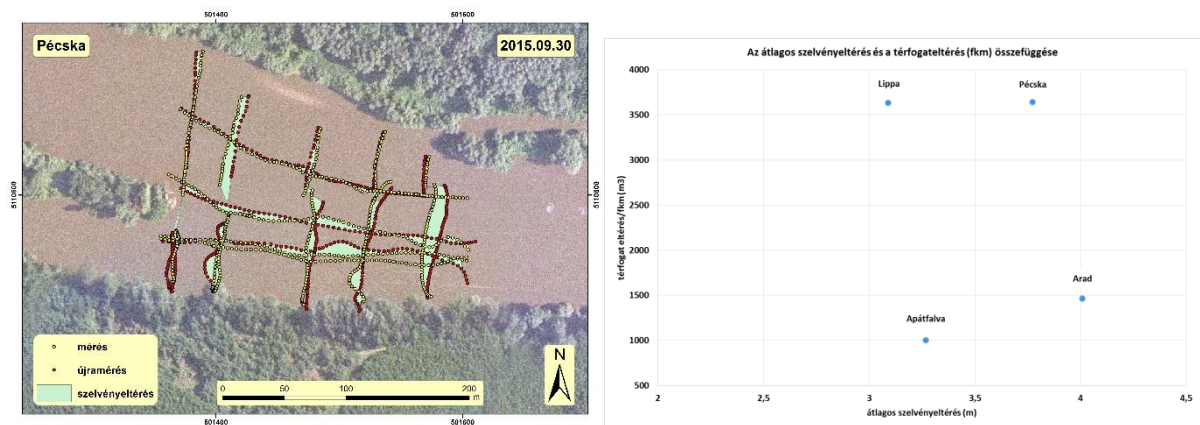
50. ábra: A 2015-ös hibavizsgálat során készített domborzatmodellek (A: Pécska 1. mérés, B: Pécska 2. mérés, C: Arad 1. mérés, D: Arad 2. mérés, E: Lipppa 1. mérés, F: Lipppa 2. mérés).

A térfogateltérésekből (13. táblázat) látszik, hogy a már említett régebbi apátfalvi ellenőrző mérésnél tapasztalható a legkevesebb eltérés egy fkm-re normalizálva. A második legkevesebb az aradi szakaszon található 1462 m³/fkm értékkel, míg Pécskán és Lippán ez az eltérés több, mint kétszeres lett a másik két mintaterülethez képest (3600 m³/fkm). Az összes folyószakaszt figyelembe véve az átlagos térfogateltérés 2300 m³/fkm.

13. táblázat: A második hibavizsgálat térfogat- és szelvényeltérés értékei.

Mintaterület	Mérési hossz (m)	Térfogateltérés (m ³)	Térfogateltérés/fkm (m ³)	Szelvények átlagos horizontális eltérése (m)
Apátfalva	500	300	600	3.27
Pécska	250	910	3640	3.77
Arad	210	307	1462	4.01
Lippa	360	1307	3631	3.09

A továbbiakban megnéztem a szelvények futásának horizontális eltérését is, ami a lekövetés pontatlanságából adódik (51. ábra: A). Egy poligon segítségével meghatároztam az azonos kereszt- és hossz-szelvények területi eltérést, majd ezt a területet elosztva a szelvény hosszával meghatároztam az átlagos eltérést. A teljes vizsgált szakasz átlagos szelvényeltérését az összes szelvény átlagértékéből határoztam meg (9. táblázat). Az eredményekből látható, hogy az átlagos eltérések mértéke 3 és 4 m között adódik, legkisebb a lippai, míg legnagyobb az aradi szakaszon jelentkezett. Egy szakaszon belül a nagyobb eltérések az ADCP-vel mért szelvények mentén mutatkoztak, míg ez az érték jóval kisebb a vízszint felett lévő zátonyok esetében. Megvizsgálva a szelvényeltérés és a térfogateltérés közötti összefüggéseket (51. ábra: B), nem mutatható ki egyértelmű összefüggés, hogy a nagyobb szelvényeltérés nagyobb mennyiségű térfogati hibával is jár.



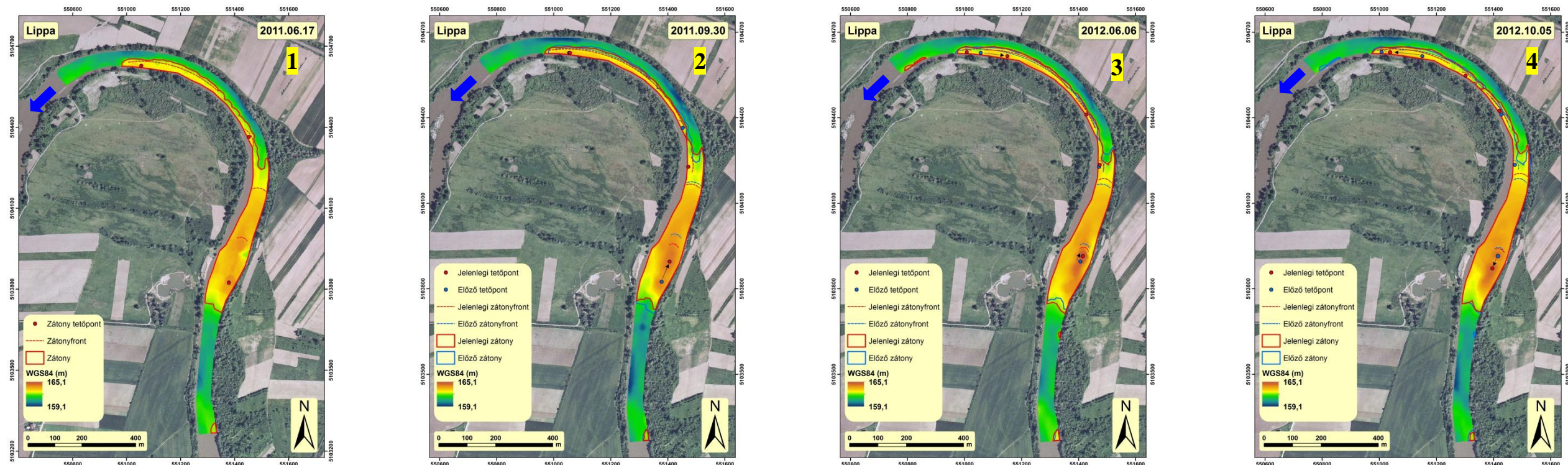
51. ábra: A pécskai szakaszon tapasztalható szelvényeltérés mértéke (A), valamint az átlagos szelvény- és térfogateltérés összefüggése az egyes mintaterületeken (B).

Megállapítható, hogy a Maros folyón végzett hidromorfológiai (ADCP, RTK GPS, mérőállomás) felmérések során a nyomkövetés pontatlanságából, valamint az interpolációból adódó átlagos eltérés mértéke $2300 \text{ m}^3/\text{fkm}$ értékre tehető, az ennél nagyobb térfogateltérés a meder átalakulása. Azaz minimum ekkora hibával kell számolni az egyes felmérések esetén, amennyiben hasonló a nyomkövetés pontossága. Az eltérés adódik egyrészt a nem pontos szelvénykövetésből és a változó pontsűrűségből. Elmondható azonban, hogy az átlagos szelvényeltérés megfelel a használt GPS pontosságának (2-5 m), azaz ennél jobb nem várható. A nagyobb térfogateltérések valószínűsíthető okai a zátonyok peremei közelében található szelvények (pl.: pécskai zátony). Éppen ezért minden esetben fontos a minél pontosabb szelvénykövetésre figyelni az egyes felmérések során, valamint az ADCP-t minden esetben azonos módon kell felszerelni egymást követő mérések során, a hajó tömegeloszlását egyensúlyban kell tartani és a felmérési sebességnek azonosnak kell lennie.

5.2.2 A lippai felmérések eredményei

5.2.2.1 Hidromorfológiai változások

A lippai mintaterület felső szakasza viszonylag szűk egyenes, zátonyosodásra kevésbé hajlamos. Középső része kiszélesedő, egy nagyobb kiterjedésű mederközepe zátony osztja meg a folyó sodorvonalát. A sodorvonal a bal part mentén fut. A mintaterület alsó része egy kanyarból áll, melynek a külső ívén a mélységadatok alapján is jól kirajzolódik a sodorvonal. A kanyarulat belső ívén egy hosszan elnyúló, keskeny övzátony húzódik (52. ábra).



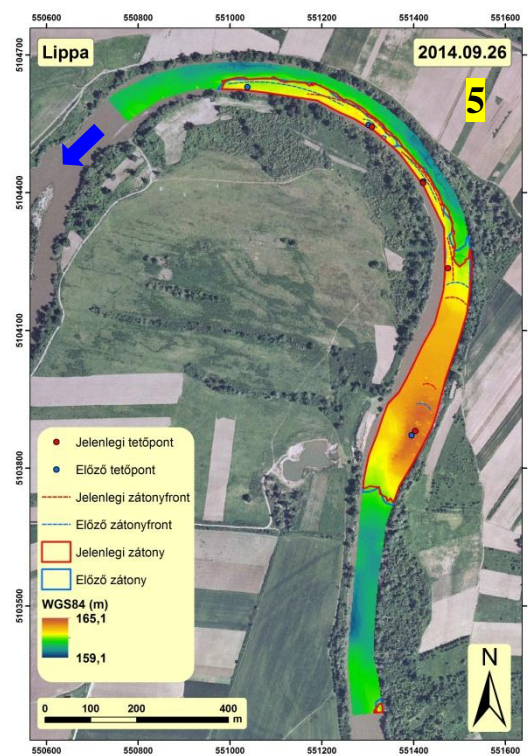
Az első, nagyvizes mérés idején a területen található több részből álló mederközepe zátony hossza 570 m volt, míg a kezdeti legmagasabb pontja 164,2 m a WGS 84 ellipszoidhoz mérve. A legmagasabb és legmélyebb terület közötti különbség 2 m. A zátony átlagszélessége 80 m. Az övzátony kezdeti hossza 690 m, átlagszélessége 30 m. A gázló két formára tagolódik, melyek frontja hasonló magasságú, 1 m-rel alacsonyabb, mint a tetőpont.

Az első, nagyvizes mérési időponthoz viszonyítva, több kisebb változás is történt a mederben a kisvizes mérés idejére. A terület közepén található mederközepe zátony folyásirányban felfelé eső részét 25 m-es terjedelemben elhordta a folyó, míg az alsó részét nagyjából 28 m-es hosszúságban tovább építette, így a hossza szinte változatlan maradt. A zátony maximális magassága ugyanakkor 30 cm-rel nőtt, emellett a tetőpontja 75 m-rel előrébb tolódott. A kanyarban található övzátony egységesebbé vált, hossza 10 méterrel nőtt, szélessége azonban átlagosan 8 méterrel csökkent. A folyószakasz felső és alsó részén is 60 cm-rel nagyobb mélységek alakultak ki a sodorvonal mentén.

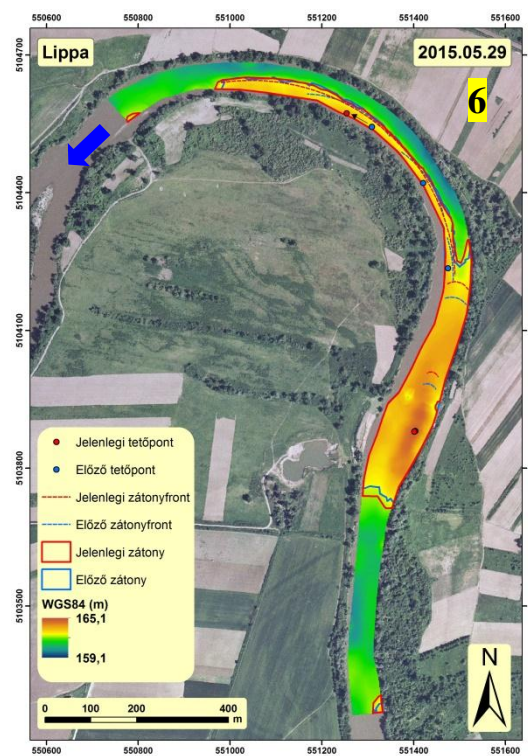
A harmadik, ismét nagyvizes mérés idejére, az övzátony hossza és szélessége nem változott. A sodorvonalban újra megemelkedett a meder magassága az első felméréskor tapasztalt szintekre. A mederközepe zátony felső részén feltöltődött a korábbi mélyedés 24 m-rel növelve a hosszát. A forma magassága további 50 cm-t nőtt, azonban a partjait, illetve a forma alsó részét a folyó, a megnövekedett energiája által elkezdte megbontani és mélyíteni. A zátony tetőpontja közel 100 m-rel mozdult el. Az eddig megtalálható zátonyok mellett egy új forma is beazonosítható a terület legalsó szakaszán, ahol egy kisebb övzátony alakult ki, melynek hossza 85 m, szélessége átlag 5 m.

A negyedik, kisvizes mérés idejére jelentős morfológiai változások nem történtek a területen. Az övzátony felső részének egy kisebb szakaszán a zátonyszélesség 8 méterrel megnőtt, emellett a mederközepe zátony alsó része folyásirányban 33 m-t épült, míg a felső részén kisebb mértékben elhordódott. A folyószakasz felső részén a sodorvonal kismértékű mélyülése tapasztalható. Az előző méréskor azonosított kisebb övzátony a terület alvízi részén itt már nem jelenik meg, azt a folyó elhordta. A zátonyok magassága nem változott.

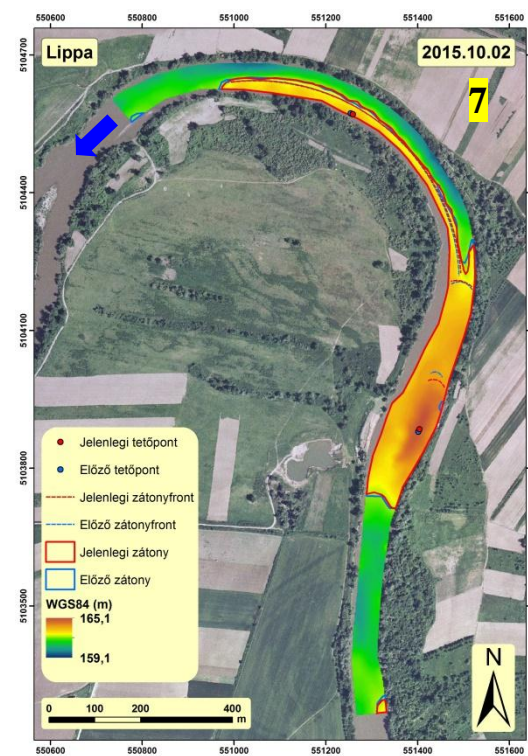
52. ábra: A Maros medrének domborzata, valamint a területen található zátonyformák a Lippa alatti mérési területen.



A negyedik és az ötödik, két kisvízes mérés között a területen a fő morfológiai változások az övzátont érintik. A mederforma szélessége és hosszúsága nem változott érdemben a két adatfelvétel között, azonban a magassága a felső részen 10-20 cm-t, míg az alsó részen, egyes helyeken akár 1 m-t csökkent. A mederközepe zátony alvízi részén kisebb elhordódás tapasztalható, a forma átlagmagassága nem változott, azonban a zátonyfrontok 40 m-el lejjebb helyeződtek át.



A hatodik, nagyvízi adatfelvétel idejére az övzátony mentén hossz- és szélességváltozás nem történt. Az átlagos magasság tekintetében átlagosan 50 cm-es növekedés figyelhető meg, így a folyó a korábban erodált zátonyt újraépítette. A mederközepe zátony hossza 10 méterrel növekedett, valamint egy kisebb mélyedés képződött a folyó jobb partja mentén a zátony mellett. A zátonyfrontok újabb 30 m-rel kerültek lejjebb. A sodorvonal mentén a medertalp 30-40 cm-es emelkedése figyelhető meg a terület felső szakaszán.



Az utolsó kisvízi mérés idejére a területen csekély változás történt csak. A mederközepe és az övzátony esetében sincs a hosszúságban és a szélességben, valamint a magasságban jelentősebb változás az előző méréshez képest. A mederközepe zátony mellett húzódó, az előző időpontban meglévő kisebb mélyedéseket a folyó feltöltötte.

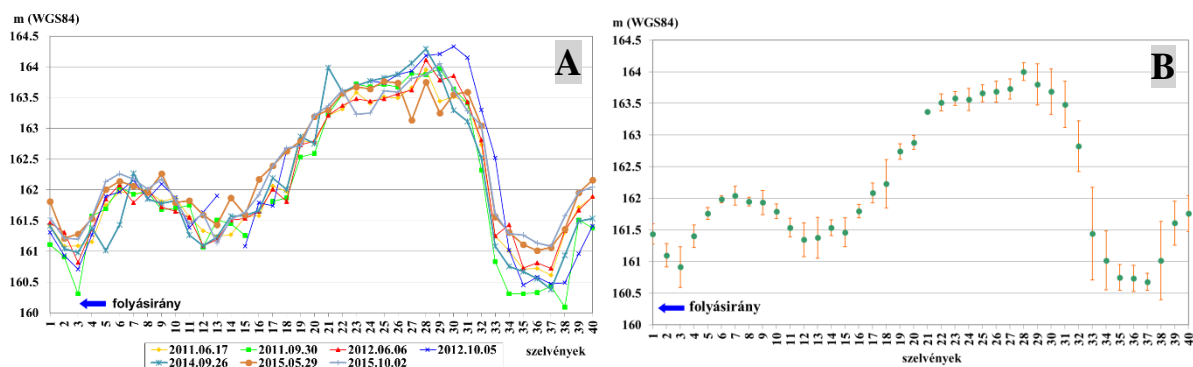
52. ábra: A Maros medrének domborzata, valamint a területen található zátonyformák a Lippa alatti mérési területen.

A zátonyformák morfológiai adataiból jól látszik, hogy a területen csak kisebb változások történtek két felmérés között (52. ábra). A mederközepe zátony átlagszélessége változatlan a teljes vizsgálati időszakban, míg a hosszváltozás akár 40 m is volt két időpont között. A forma alakja a kezdeti állapotról folyamatosan egyre megnyúltabb lesz egészen a 4. mérésig, majd ezt követően visszaáll az kezdeti hosszúság/szélesség arány a mérések kezdetekor tapasztaltra. Az övzátony esetén ezzel ellentétben a hosszúság tekinthető változatatlannak, értéke csak az első két mérési időpont között változott (14. táblázat). Az átlagszélesség esetében a változás mértéke 1 és 8 m közötti. A forma alakja először elnyúltabb lesz, majd kisebb szélességnövekedés után stagnál. A zátonyfrontok helyzete az övzátony esetében csak kismértékben módosult (5-10 m), míg a mederközepe zátony esetében ez az érték 30-40 m is lehetett a vizsgálati időszakban. Az egyes zátonyok tekintetében bekövetkező kisebb változások periodikus jellegűek. A mederformák széleinek elhordása után általában a visszaépülés következik. A terület morfológiai felépítése azonban összességében stabilnak tekinthető, ugyanazon formák figyelhetők meg mindvégig, méretük alig változik. A zátonyok összterülete folyamatosan 60 000 m² körül mozgott.

14. táblázat: Nagyobb zátonyformák morfológiai változásai a lippai mintaterületen
(a sötétkék időpont nagyvizes, a világoskék kisvizes felmérés)

Időpont	Mederközepe zátony			Övzátony			Zátony összterület (m ²)
	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	
2011.06.17	570	80	7,1	690	30	23	61800
2011.09.30	573	80	7,2	700	20	35	58200
2012.06.06	597	80	7,4	700	20	35	60100
2012.10.05	600	80	7,5	700	25	28	60400
2014.09.26	560	80	7	700	25	28	59900
2015.05.29	570	80	7,1	700	25	28	61800
2015.10.02	560	80	7	700	25	28	61300

A mintaterületen meghatározásra került minden mérési időpontban az összes keresztszelvény átlagmagassága, illetve ezeknek a szórása (53. ábra), amivel a változékonyságot lehet meghatározni, így a morfológiai változások esetén kevésbé látható megfigyelhető magasságkülönbségeket is ki lehet mutatni.



53. ábra: A lippai mintaterület keresztszelvényeinek átlagmagassága, változékonysága.

A keresztaszelvények átlagmagasságának változását vizsgálva megállapítható (53/A. ábra), hogy a terület felső szakaszán az ott található összes keresztaszelvény esetén a kezdeti ciklikus változás (+/- 20-50 cm) átvált fokozatos feltöltődésre, mely két időpont között meghaladta az 50 cm-t is, s egyben itt észlelhetők a legnagyobb mértékű változások a mintaterületen. A mederközepi zátony esetén annak felső részén tapasztalható jelentősebb ciklikus változás. A közvetlenül felette, valamint alatta lévő folyószakasz gyakorlatilag stabilnak tekinthető, jelentősebb változás nem mutatkozik meg. A kanyarulat mentén elhelyezkedő övzátony esetén a már bemutatott ciklikus szélességváltozás megmutatkozik a keresztaszelvények magasságának változásában is ahol szintén ez a fő tendencia. A folyószakasz átlagmélységének szórása 10 és 70 cm között változik (53/B. ábra).

5.2.2.2. Mederanyag-egyenleg változása

Az első és a második mérés között közel 20 000 m³ veszteség mutatkozik a mederanyag-egyenlegben (15. táblázat). Ez nagyrészt a sodorvonal mentén tapasztalható kimélyülésnek tudható be, amelynek értéke jóval meghaladja a mederközepi zátonyon akumulálódott anyag mennyiségét. Ezáltal a medertalp átlagmagassága is közel 20 cm-t csökkent. A harmadik mérés időpontjáig azonban a sodorvonalban történő medertalpmagasság növekedésének, illetve az övzátony újbóli kiszélesedésének hatására már az akumuláció kerül túlsúlyba, melynek értéke 26 000 m³. Ezzel párhuzamosan a medertalpmagasság átlagos értéke is növekedett. A harmadik és negyedik felvételezés közötti időszakban jelentős mennyiségű változás nem tapasztalható a területen, kisebb mértékű fogyás mutatkozott csak a folyószakaszon.

15. táblázat: A medertalpmagasság és a mederanyag-egyenleg változása a lippai mintaterületen.

Időszak	2011.06.17	2011.09.30	2012.06.06	2012.10.05	2014.09.26	2015.05.29
	-	-	-	-	-	-
	2011.09.30	2012.06.06	2012.10.05	2014.09.26	2015.05.29	2015.10.02
Akkumuláció (m ³)	9700	31600	10500	12400	33600	10300
Erózió (m ³)	28200	5200	16600	9200	5900	5100
Nettó változás (m ³)	-18500	+26400	-6100	+3200	+27700	+5200
Abszolút változás (m ³)	37900	36800	27100	21600	39500	15400
Medertalpmagasság változás (m)	-0,16	+0,21	-0,05	+0,14	+0,21	+0,04

Az ötödik felmérés időpontjára az övzátonyok mentén tapasztalt magasságnövekedés hatására az akkumuláció (12400 m³) került túlsúlyba a területen, azonban jelentős erózió (9200 m³) is mutatkozott a kimélyülések hatására. Az akkumuláció folytatódik egészen a hatodik mintavételezés idejéig is, amely most már döntő súlyban lett a sodorvonalban tapasztalható magasságnövekedésnek köszönhetően, értéke 27 700 m³. A mederanyag mennyiség növekedéssel párhuzamosan a meder átlagos magassága is jelentősen, 21 cm-t növekedett. Az utolsó mérés időpontjára jelentősebb morfológiai változás nem történt a területen, amely tükröződik a mederanyag-egyenleg tekintetében is. Kisebb mértékű, nettó 5200 m³ akkumuláció állapítható csak meg a folyószakaszon a kimélyedések feltöltésének nyomán.

Nagyvíztől kisvízig (1.-2., 3.-4., 6-7. mérés) terjedő időszakban nem mutatható ki egyértelmű összefüggés a vízjárás és a meder-anyag nettó változása között, bár két esetben az erózió a döntő tényező, azonban egy esetben kisebb mértékű akkumuláció mutatkozott meg. Kisvíztől nagyvízig tartó időszakban egyértelműen hordaléktöbblet adódik a területen, mindkét esetben 25 000 m³-es nagyságrendben. Ez a többlet szintén megfigyelhető két kisvízes mérés (4-5) közötti időszakra is. A medertérfogatok változását vizsgálva megállapítható, hogy a mérések között az észlelt abszolút mennyiségű változás értéke 15 000 m³ és 40 000 m³ között mozog. Azonban a mérések között jelentős különbség van az akkumuláció és erózió mértékének megoszlásában.

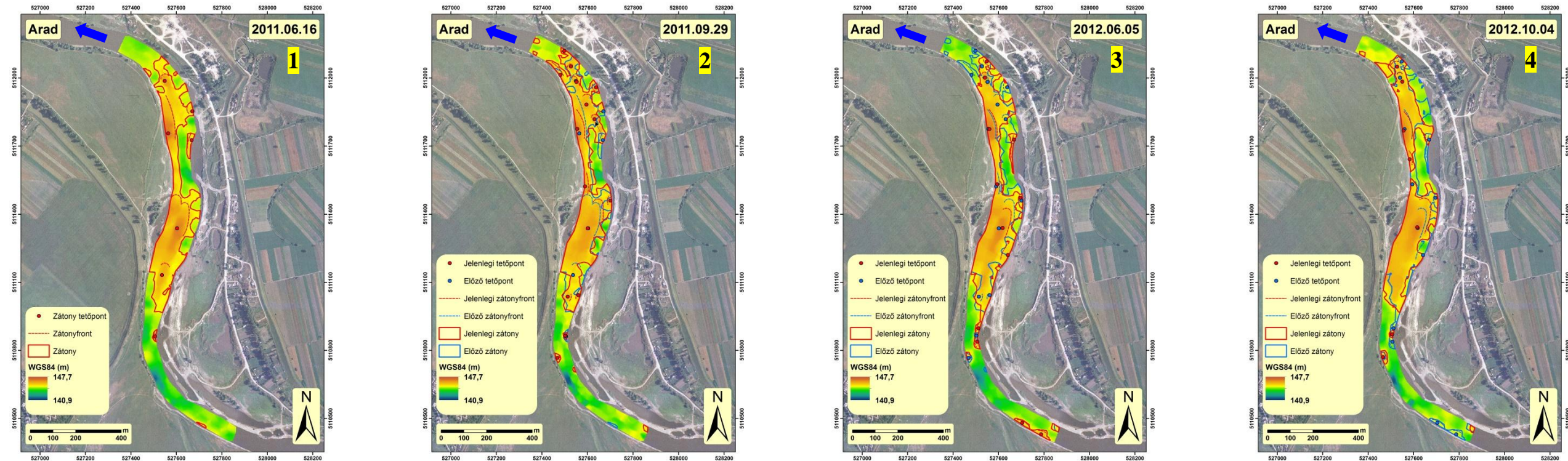
A Lippa melletti mintaterület adataiból megfigyelhető, hogy a terület morfológiai felépítése stabilnak tekinthető, a zátonyok mérete csak kismértékben változik, s az egyes változások is periódikus jellegűek. Ennek oka lehet, a hogy a területen található mederpáncélt a folyó kevésbé tudja megbontani egy kisebb árhullám idején emellett valószínűsíthetően kevesebb hordalék érkezik a felsőbb területekről, mint a többi mintaterület esetében. Ezt jelzi a kisvíztől nagyvízig tartó hordaléktöbblet, míg a kisvízes időszakokban inkább a mederanyag elhordás a jellemző. A zátonyok kisebb szélesség és hosszúságváltozása mellett, azonban a meder átlagmagasság változásánál megfigyelhető, hogy egy-egy kisebb árhullám esetén is

jelentősebb (50 cm) módosulás történhet egy keresztmetszvényben, míg az adatok szórása elérte a ± 70 cm-t is, jellemzően a felsőbb szakaszon. Tehát egy-egy árhullámból érkező nagyobb mennyiségű hordalék először itt akkumulálódik, majd kisvizes időszakban fokozatosan elhordódik, alakítva az alatta található zátonyok morfológiáját.

5.2.3 Az aradi felmérések eredményei

5.2.3.1 Hidromorfológiai változások

Az aradi mérési terület felső szakaszát kisebb kimélyülések jellemzik. A középső és az alsó szakaszon mederközepe zátonyok figyelhetők meg, amelyek kettéválasztják a folyót. Jelentősebb változások a terület középső és alsó részén figyelhetők meg, a felső szakasz csak csekély mértékben módosul az egyes időpontok között (54. ábra).



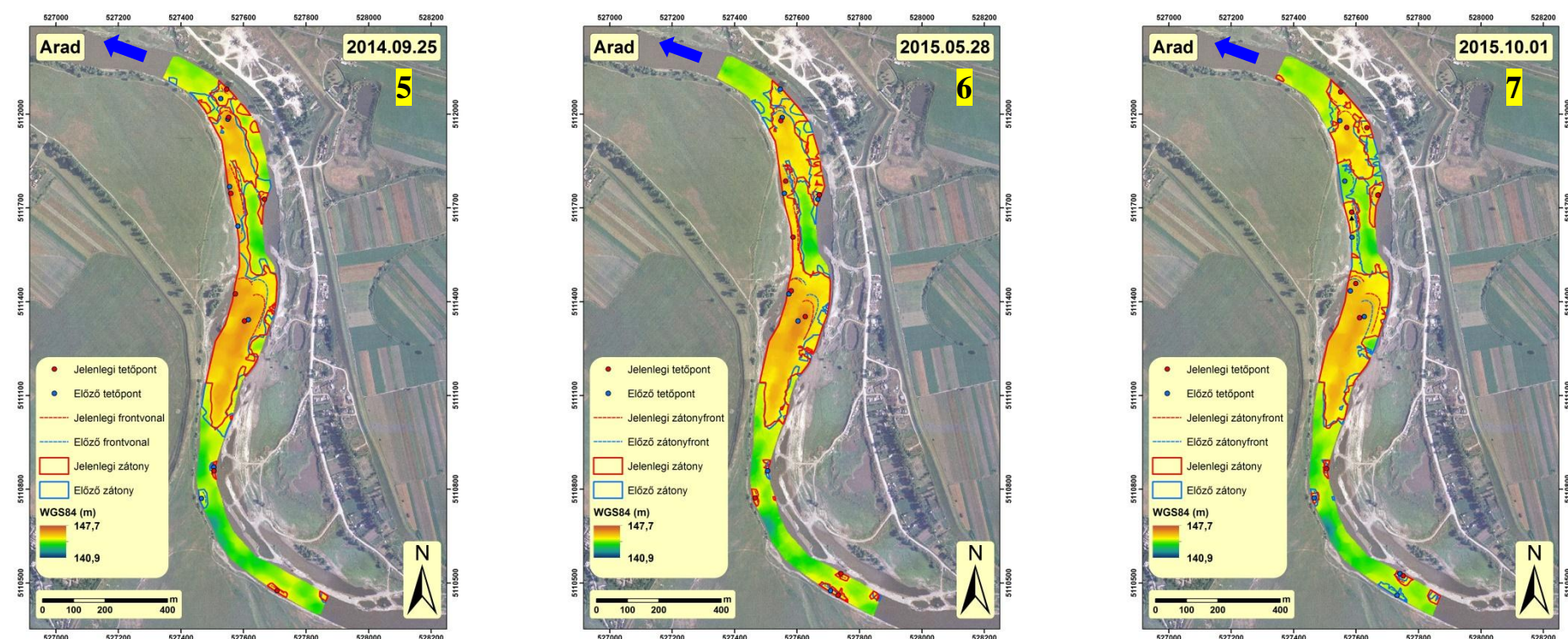
Az első, nagyvizes felmérés időpontjában a felső zátony hossza 550 m, szélessége 90 – 150 m közötti, míg a legmagasabb pontja 146,8 m (WGS 84 ellipszoid). Az alsó mederközepe zátony 300 m hosszú, 80 - 140 m széles, legmagasabb pontja 146,3 m. Emellett a mintaterület alsó szakaszán a bal parthoz kapcsolódva 280 m hosszúságú, 40 m széles oldalzátany található, melynek legmagasabb pontja 146,8 m. A jobb parthoz közel számos kisebb kiterjedésű, kavics kitermelésre utaló mélyedés figyelhető meg, amelyek jól kirajzolódnak az egyes domborzatmodelleken. Ezeken a helyeken hirtelen akár méteres különbségek is lehetnek a meder mélységében.

Az első, nagyvizes és a második, kisvizes felmérés között, a felső mederközepe zátony tekintetében, annak felső szakaszán elhordódás történt 20 m-es szélességben a bal és jobb parton egyaránt. A jobb parti kimélyülés kavicskitermelés hatására is keletkezhetett. A forma alsó részén, a jobb part mentén felöltésre került több mélyedés is, ami a medertalp közel egy méteres magasságváltozásával járt, míg a forma átlagszélessége kismértékben (2-3 m) csökkent. A zátony magassága átlagosan 40 cm-t növekedett. Az alsó mederközepe zátony felett található kisebb oldalzátany a második mérés idejére 50 m-t előrenyomult, melynek során beleolvadt a nagyobb formába. A zátony közepénél található mélyedések továbbra is megfigyelhetők, az alsó részén azonban jelentősebb akkumuláció mutatkozott meg. A zátonyformánál a bal part mentén 130 m-es, míg a jobb part mentén 60 m-es hosszúságban akkumuláció történt. Itt a magassága kb. 1 m-t emelkedett.

A második és a harmadik kisvizeitől nagyvízig terjedő időszakban a folyószakasz felső részén a bal part mentén kisebb 175 m hosszú, 25 m széles oldalzátany alakult ki. A felső mederközepe zátonyhoz kapcsolódott egy kisebb oldalzátany, melynek hossza 190 m, átlagos szélessége pedig 20 m. A meder magassága itt közel 1 m-t nőtt. Az oldalzátany széle egyes helyeken 15 m-es szélességben erodálódott. A formával szemben a bal part mellett is kifejlődött egy oldalzátany, melynek hossza 180 m, szélessége 15 m. A meder magassága itt 60 cm-t emelkedett. Az alsó mederközepe zátony felső részén a jobb part mentén 80 m erodálódott. A forma alvízi részén szintén az eróziós folyamatok voltak túlsúlyban. A jobb parti kis mélyedéseket kismértékben feltöltötte a folyó. A zátony átlagmagassága érdemben nem változott.

A harmadik, nagyvizes és negyedik, kisvizes felmérés között a folyószakasz felső részén kialakult oldalzátany jelentősen erodálódott. A sodorvonal kisebb mértékben mélyült (10-20 cm). A felső mederközepe zátony feletti oldalzátany lealacsonyodott, a magassága 40 cm-rel csökkent. A bal part mentén akkumuláció történt, a szélesség itt 25-30 m-t növekedett. A jobb part mentén eddig meglévő mélyedés feltöltődött, azonban ettől feljebb megjelent két új valószínűsíthető mesterséges kimélyítés. A zátony alsó részén kisebb 40 m hosszú, 20 m széles akkumulációs nyelv képződött. A forma átlagmagassága 30-40 cm-t növekedett. Az oldalzátany jobb oldali valamint középső része is erodálódott melynek következtében az eddig egységes forma két részre szakadt. Az alsó mederközepe zátony jobb partja elmosódott közel 50 méteres szélességben, magassága itt közel 1 métert csökkent. A bal parton ezzel ellentétes folyamatként kisebb akkumuláció történt 35 m-es szélességben 65 m hosszan, a magasság itt 30-40 cm-t nőtt.

54. ábra: A Maros medrének domborzata, valamint a területen található zátonyformák az Arad melletti mérési területen.



A negyedik és ötödik két kisvizes mérési időpont között a folyószakasz felső részén a medertalp kismértékű emelkedése figyelhető meg (20-40 cm). A terület közepén található mederközei zátony felső részén bal és jobb oldalon is kimélyülés történt a partok mellett, 120 és 70 m-es hosszúságban, illetve 30 és 20 m-es szélességben. A jobb part mentén kialakult mélyedések továbbra is megtalálhatóak a területen. Az előző időpontra létrejött zátony-nyelv hossza 22 m-rel, szélessége 5 m-rel csökkent. A zátony átlagos magassága nem változott. A bal parti oldalzátóny a két adatfelvétel között újra egységes lett, az erodált részeket a folyó visszaépítette, valamint a forma szélességét tovább növelte átlagosan 10 m-rel. Az alsó mederközei zátony felső részén jelentős eróziós folyamat zajlott melynek következtében egy keskeny (16 m), de igen hosszú (97 m) eróziós bevágás jelent meg a zátony közepéig. Emellett a jobb part mentén is anyag elhordás mutatkozik 105 m-es hosszúságban 15 m szélesen. Az ettől folyásirányban felfelé elhelyezkedő kisebb jobb parti oldalzátóny a két forma közötti rész eróziójának köszönhetően ismét felépült.

Az ötödik, (kisvizes) és a hatodik, (nagyvizes) mérés között a folyószakasz felső részén kisebb oldalzátóny formák épültek 40-50 m-es hosszúságban, 15-20 m-es szélességben. A legfelső szakaszon található kisebb bal parti oldalzátóny tovább épült az előző időponthoz képest, így hossza 30 m-t, míg szélessége 5 m-t nöött. A felső mederközei zátony mentén a jobb partnál 62 m hosszú 20 m széles akkumuláció történt. A part mentén található mélyedések szintén feltöltődtek. A zátony átlagmagassága kb. 10 cm-t csökkent. A bal parti oldalzátóny szélessége 5-10 m-t csökkent, emellett magassága is csökkent 40-50 cm-rel. A jobb parti kis oldalzátóny előrenyomult, az alsó mederközei zátonyba olvadt, amelynek hossza így 60 m-rel növekedett. Az előző mérésakor látható zátonyba benyúló eróziós forma feltöltődött. A forma átlagmagassága kismértékben csökkent.

Az utolsó, kisvizes mérés időpontjára a terület felső részén eddig megtalálható bal parti kis oldalzátóny elhordódott. A felső mederközei zátony mentén csak kisebb változások történtek a két vizsgálat között. A jobb part mentén egy új valószínűleg mesterséges mélyedés figyelhető meg, mely 50 m hosszú és 40 m széles. A bal parti oldalzátóny felső és alsó része is erodálódott, melynek során a mérete 100 m hosszúságú és 35 m szélességűre csökkent. A jobb parti oldalzátóny újfent különálló formaként jelenik meg a területen, hossza 70 m-t, míg a szélessége 15 m-t nöött az előző méréshez képest. Az alsó mederközei zátony mentén az erózió került döntő súlyba. A jelentős elhordódás nyomán csak a zátony középső része maradt meg. A megmaradt zátonyfelszínek magassága azonban nem változott az előző időponthoz képest.

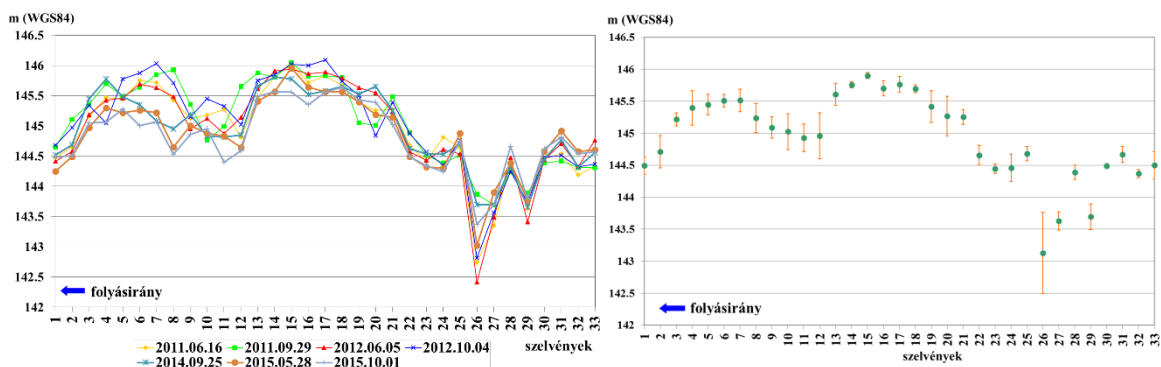
54. ábra: A Maros medrének domborzata, valamint a területen található zátonyformák az Arad melletti mérési területen.

A zátonyok morfológiai változása (54. ábra) alapján elmondható, hogy a lippai mintaterülethez képest itt már nagyobb változások történtek az egyes időpontok között (16. táblázat). A felső mederközepe zátony hossza 505 és 650 m között mozgott, két időpont között a legnagyobb változás 130 m volt. Átlagszélessége kevésbé változott, végig 105 m körüli volt. A forma a kezdeti elnyúltabb alakból a mérések végére zömökebbé vált. A bal parti oldalzátony tekintetében is jelentős változások mutatkoztak meg a hosszúság tekintetében. A legkisebb változás 40 m-es, míg a legnagyobb 175 m, eközben az átlagszélessége átlagosan 6-7 m-es változáson ment keresztül. A zátonyforma alakja folyamatosan változott a mérések során: a kezdeti hosszúság/szélesség arány először hirtelen lecsökkent az átlagszélesség növekedésével, majd ezután folyamatosan egyre elnyúltabbá vált a forma. Az utolsó mérés idejére a jelentős erózió hatására a forma méreteinek aránya jelentősen lecsökkent, ezáltal zömökebb lett. Az alsó mederközepe zátony legnagyobb hossza 350 m, legkisebb 280 m, átlagszélessége 72 és 108 m között változott a vizsgált időszakban. A zátony alakja a mérések során folyamatosan elnyúltabb lett. A zátonyok frontvonala két mérés között akár 50 m-t is elmozdult. A zátonyok összterülete az utolsó mérés időpontjára kevesebb lett, mint a mérések kezdetén, azonban periodikusan folyamatosan változott. Nagyvíztől kisvízig terjedő időszakban egy kivétellel területcsökkenés figyelhető meg, míg kisvíztől a nagyvizes mérés idejére stagnálás, illetve növekedés. A legkisebb változás mértéke két időpont között 600 m², míg a legnagyobb 11 100 m².

16. táblázat: *Nagyobb zátonyformák morfológiai változásai az aradi mintaterületen
(a sötétkék időpont nagyvizes, a világoskék kisvizes felmérés).*

Időpont	Felső mederközepe zátony			Bal parti oldalzátony			Alsó mederközepe zátony			Zátony összterület (m ²)
	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	
2011.06.16	550	100	5,5	280	35	8,0	305	110	2,8	92900
2011.09.29	545	100	5,5	250	40	6,3	350	95	3,7	102000
2012.06.05	650	110	5,9	290	40	7,3	305	90	3,4	101400
2012.10.04	520	100	5,2	180	25	7,2	320	85	3,8	96200
2014.09.25	510	110	4,6	340	35	9,7	280	80	3,5	91500
2015.05.28	505	115	4,4	270	30	9,0	280	85	3,3	100900
2015.10.01	510	115	4,4	95	40	2,4	305	70	4,4	89800

Az aradi melletti mintaterület minden mérési időpontjára szintén meghatároztam a keresztzelvények átlagmagasságát, illetve az eredmények szórását (55. ábra).



55. ábra: Az aradi mintaterület keresztaszelvényeinek átlagmagassága, változékonysága.

A felmérési terület felső szakaszán egy keresztaszelvény kivételével csak kismértékű változások láthatóak, melynek szórása 10 – 20 cm közötti. A kiugró értékkel rendelkező szelvény a kanyarulat mentén található mélyedésnél található, annak feltöltődése és kimélyülése folyamatosan változik, így itt a szórás mértéke eléri a 60 cm-t is. A terület középső és alsó részén található mederközepi és oldalzátónyok mentén az átlagmagassági változások ciklikus jelleget mutatnak, mely összefügg a zátónyok szélesség és hosszúság változásával. A folyószakaszon a keresztaszelvények szórása 10 – 40 cm között változik. Az aradi mintaterületen a szelvények szórása hasonló értékeket vesz fel, mint a lippai folyószakaszon, 8 és 60 cm között változik. A szórásértékek azonban egyenletesebb képet mutatnak az egész területet tekintve, kiugróbb eltérések a mérési terület alsó részén található mederközepi zátóny mentén találhatóak, illetve a mérési terület középső részén a már említett szelvényben.

5.3.2.2. Mederanyag-egyenleg változása

A mederanyag térfogatában, az első és a második mérés között jelentős hordaléktöbblet adódik (17. táblázat), amely a mélyedések felöltéséből származik, a mederanyag-egyenleg nőtt, nettó változása 22 200 m³. A második és a harmadik mérés között kisebb mennyiségű fogyás tapasztalható (6100 m³), melynek oka a középső szakaszon tapasztalt feltöltésnél nagyobb mennyiségű anyagvesztés az alsó szakaszon. A medertalp átlagos magassága a két időpont között 2 cm-rel csökkent. A harmadik és negyedik felvételezés között 9600 m³-nyi nettó akkumuláció jelentkezett. A negyedik és ötödik két kisvízes adatfelvétel között összességében mederanyag veszteség figyelhető meg (5200 m³). Ettől az időponttól kezdve a területen minden mérési időpontnál az eróziós tevékenység került túlsúlyba, mértéke pedig folyamatosan növekszik is. Az ötödik és a hatodik mérés között a nettó változás közel -10 000 m³, míg az utolsó adatfelvétel időpontjára már -17 200 m³. Nagyvíztől kisvízig tartó időszakban, két esetben, a mederanyag mennyiségének a növekedése adódik, míg egy esetben anyagmennyiség veszteség. Nagyvíz idején mindkét

esetben az erózió kerül túlsúlyba, míg kisvizes időszakok között a stagnálás a jellemző. A folyamatok így ellentétesek a lippai mintaterületen tapasztaltaknál, melynek alapján úgy látszik, eltérően viselkednek attól függően, hogy hol helyezkednek el a bányászathoz képest.

17. táblázat: A medertalpmagasság és a mederanyag-egyenleg változása az aradi mintaterületen.

Medertérfogat változások (m³)	2011.06.16 - 2011.09.29	2011.09.29 - 2012.06.05	2012.06.05 - 2012.10.04	2012.10.04 - 2014.09.25	2014.09.25 - 2015.05.28	2015.05.28 - 2015.10.01
Akkumuláció (m ³)	40500	26800	30900	19500	15500	10200
Erózió (m ³)	18300	32900	21300	24700	25400	27400
Nettó változás (m ³)	+22200	-6100	+9600	-5200	-9900	-17200
Abszolút változás (m ³)	58800	59700	52200	44200	40900	37600
Medertalpmagasság változás (m)	0,11	-0,02	0,03	-0,01	-0,05	-0,09

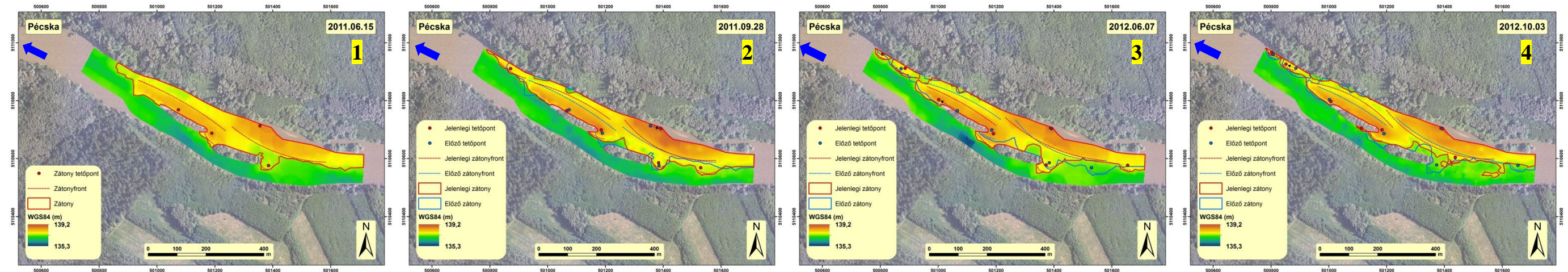
A mederanyag-egyenleg változással párhuzamosan a meder átlagmagassága folyamatosan csökken 1, 5, illetve 9 cm-rel (17. táblázat). A teljes anyagáthalmazás mennyiségét tekintve az első három mérés között közel 60 000 m³-es abszolút változás tapasztalható a teljes mintaterületen, míg a harmadik és negyedik mérés között 50 000 m³. A negyedik időponttól a változás mértéke folyamatosan csökkenni kezd, a kezdeti 52 200 m³-ről 37 600 m³-re.

Az adatokból megfigyelhető, hogy az első két évben tapasztalt mederanyag-egyenleg többlet folyamatos csökkenésre vált át, mind a nettó, mind pedig az abszolút változás tekintetében akár kisvizes, akár nagyvizes mérésről van szó. A csökkenés valószínűsíthető oka a felsőbb területekről érkező kevesebb hordalékmennyiség, melynek hatására a folyó a területet erodálja. A mederanyag csökkenését részben okozhatja az, hogy a vizsgált időszakban jelentősebb mederformáló, ezáltal nagyobb hordalék-szállítási kapacitással rendelkező árhullám nem volt. A folyamatos erózió, illetve a mederanyag utánpótlás hiányának hatására mederpáncél alakulhat ki, mely szintén csökkenti az abszolút változást. Emellett pedig fontos tényező lehet az Arad felett folyamatosan zajló homok- és kavicskitermelés a mederből, melynek hatására lecsökken a folyóban a szállított hordalék mennyisége, így megnövekszik a folyó munkavégző képessége, ezáltal az eróziós potenciál. Ezt a változást mutathatja meg a már említett, Lippától ellentétes mederanyag-háztartás, ugyanis nagyvizes időszakokban nem a területre érkezik egy jelentősebb hordalékmennyiség, hanem innen szállítja el azt a folyó.

5.2.4 A pécskai felmérések eredményei

5.2.4.1 Hidromorfológiai változások

A pécskai mérési terület a mintaterületek közül a legkisebb hosszúságú, illetve területű. A folyó ezen szakaszán két állandó sziget is található, melyek a folyószakaszt több ágra osztják. A kezdeti felmérés idején a bal part mentén húzódott a fő sodorvonal. A folyószakasz jobb partján két jelentős, csaknem a teljes mintaterületen végighúzóódó oldalzátony található (56. ábra).



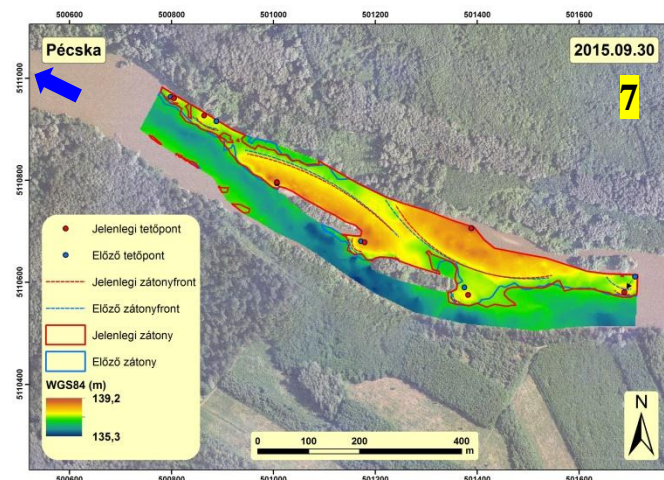
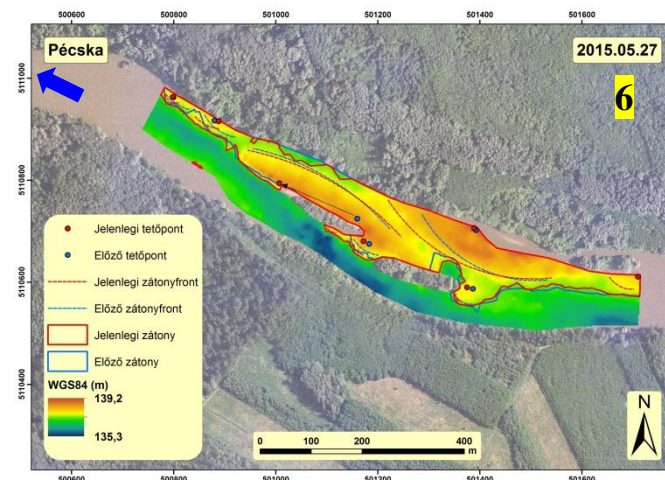
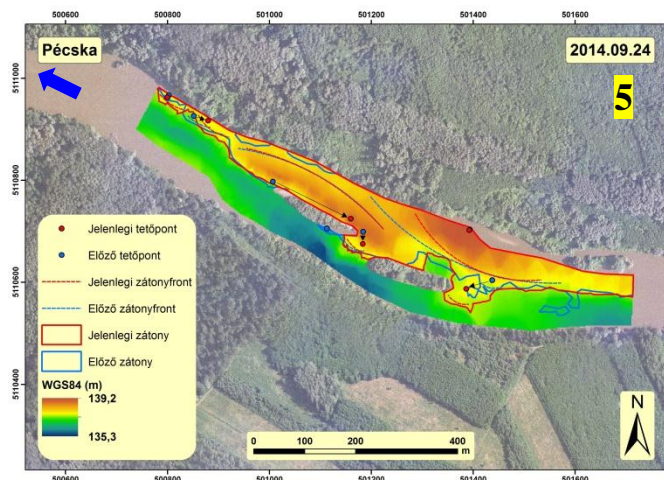
Az első, nagyvizes felmérés időpontjában a területen található két oldalzátony hossza 510 m, illetve 370 m, átlagszélessége 50 m és 40 m, legmagasabb pontjai 138,6 illetve 138,3 m (WGS 84 ellipszoid). A két sziget között, valamint a felső sziget felett egy-egy kisebb zátonynyelv figyelhető meg.

Az első, nagyvizes és a második, kisvizes felvételezési időpont között a felső zátony felső részén 180 m-es hosszúságban, átlagosan 30 m szélességben kisebb hordaléktöbblet figyelhető meg, itt a zátony magassága mintegy 50 cm-rel nőtt meg. A zátony legmagasabb része, mely a jobb part mellett található a terület felső részén, 40 cm-rel emelkedett. A felső sziget jobb oldalán kimélyülés történt, a mélység értékek 70 cm-rel növekedtek. Az alsó sziget alatti kisebb kiszögellés erodálódott, a zátony szélessége itt 20 m-t, míg magassága 30 cm-t csökkent. Az alsó zátony továbbfejlődött, az akkumuláció során hossza 90 m-rel, szélessége itt 15 m-rel növekedett. A sodorvonal mentén kisebb kimélyülés mutatkozik meg, a medertalp magassága átlagosan 30-40 cm-rel csökkent.

A harmadik, nagyvizes mérés idejére a felső oldalzátony bal oldala 30 m-es átlagszélességben erodálódott, 190 m-es hosszúságban. A felső sziget feletti kisebb zátony-nyelv az oldalzátonyból tovább növekedett (20 m-rel), a meder magassága itt közel egy métert emelkedett. A zátony legmagasabb része 40 cm-rel lett alacsonyabb. A sziget mellett kialakult egy lokális mélyedés (30x50 m) 30-40 cm-es medermagasság csökkenéssel, míg az előző időpontban meglévő feltöltötte a folyó. Az oldalzátony tovább épült 25 m-es szélességben a két sziget közötti szakaszon. A mintaterület alsó szakasza feldarabolódott, létrehozva két kisebb zátonyt (50x20 m, 110x30 m), így az eredeti nagyobb forma hossza 180 m-rel csökkent. A két sziget közötti zátonyépülés mellett a terület közepén a sodorvonalban a medertalp magasságának 50 cm-es csökkenése figyelhető meg. Ezzel ellentétben a felső részen átlagosan 20-30 cm-rel nőtt a meder magassága.

A harmadik, nagyvizes és negyedik, kisvizes felmérés időpontja között a zátony legfelső részén annak bal oldalán két kisebb zátony épült 50 m-es hosszal 6-12 m-es szélességgel. Az előző időszakokban felépített felső sziget feletti zátonynyelvet a folyó elhordta, a szélesség itt 60 m-t csökkent. A zátony széle a felső szakaszon felszabdaltabb lett. A felső sziget melletti kimélyülés hossza 18 m-rel nőtt, szélessége emellett 15 m-rel csökkent. A két sziget között kialakított fiók-zátonyt 12 m-es szélességben elhordta a folyó. A mérési terület alsó részén a zátonyok újra egybeolvadtak, így a zátony hossza visszaállt a mérések kezdetén tapasztalt szintre. A sodorvonal mélysége a terület közepén 20 cm-rel csökkent, míg a terület alján ezzel szemben ugyanilyen értékű kimélyülés keletkezett. A zátony magassága érdemben nem változott, a területe azonban jelentősen csökkent.

56. ábra: A Maros medrének domborzata, valamint a területen található zátonyformák a Pécska alatti mérési területen.



Az ötödik szintén kisvizes adat-felvételezésig az előző mérésre kialakult kisebb zátonyformák a terület felső részén erodálódtak. A felső sziget feletti zátony-nyelv azonban újra létrejött. A kialakult forma hossza 60 m, szélessége 20-60 m. Az alsó sziget bal partján az oldalzátóny 60 m hosszan erodálódott, magassága több mint 1 m-t csökkent. A terület alvízi részén a zátonyforma átlagos szélessége 15 m-t növekedett. A zátony tetőpontja 170 m-rel feljebb tolódott át. A sodorvonalban jelentős mértékű eróziós folyamat zajlott melynek eredményeként a terület középső szakaszán 60 cm-rel, a felsőn pedig 70 cm-rel mélyült a meder. Ezzel párhuzamosan a jobb part mellett az akkumuláció volt a jelentősebb, az ott található mélyedéseket teljesen feltöltötte a folyó, 50-60 cm-rel növelve itt a medertalp magasságát. A forma átlagmagassága 40-50 cm-t nöött a teljes szakaszon.

Az ötödik (kisvizes) és a hatodik (nagyvizes) felmérés között az alsó sziget bal partjánál kisebb zátony-épülés figyelhető meg 60 m hosszúságban, 10 m szélességgel. A vizsgálati terület alsó szakaszán 20 m-es szélességnövekedéssel fejlődött tovább a jobb parti oldalzátóny, melynek során egységesebb lett a határvonala. Az alsó oldalzátóny tetőpontja visszahelyeződött az előző mérések során tapasztalt helyre. Az alsó sziget vonalában a jobb parti szakaszt a folyó kimélyítette akár 1 m-rel is csökkentve a zátony magasságát. Eróziós folyamat zajlott a felső szigetnél valamint a mintaterület felvízi szakaszán is, ahol a folyó 40-50 cm vastagságban anyagot hordott el. A sodorvonalban szintén az erózió volt a döntő tényező. Az mintaterület alsó szakaszán közel 30 cm-rel mélyült a meder, míg a középső és felső területen 10-20 cm-rel.

Az utolsó, kisvizes felmérés időpontjára a folyószakaszon található zátonyok hosszát, illetve szélességét tekintve csak kisebb változások történtek. A terület felső részén 40 m-es hosszúságban átlag 15-20 m-rel nött a zátony szélessége. A magassági változások tekintetében újabb 10 cm-es erózió történt a jobb part mentén. A sodorvonal mentén nagyjából 10 centiméteres mélységnövekedés figyelhető meg a terület alsó szakaszán. A terület közepén fokozatos eróziós tevékenység mutatkozik a felső sziget mellett található mélyedés valamint a jobb parti kimélyítés között is.

56. ábra: A Maros medrének domborzata, valamint a területen található zátonyformák a Pécska alatti mérési területen.

A pécskai mérési területen mindvégig két nagyobb zátonyforma figyelhető meg (56. ábra, 18. táblázat). A felső oldalzátony hossza folyamatosan ingadozik, a kezdeti (510 m) csökkenés után fokozatosan növekszik (550 m), majd az 5. méréstől ismét csökken (390 m). Két időpont között a legkisebb változás mértéke 30 m, míg a legnagyobb 60 m. Az átlagszélességre a stagnálás a jellemző az egész vizsgálati időszakban. A zátonyforma a kezdeti elnyúltabb alakból a hosszcsökkenés hatására fokozatosan zömökebbé vált. Az alsó oldalzátony periodikusan változott, csökkenés után általában a visszaépülés következik. Két mérési időpont között a legkisebb változás mértéke 10 m, míg a legnagyobb 70 m. Az átlagszélesség itt is közel állandónak tekinthető, két időpont közötti változás mértéke 5 m vagy az alatti. A zátony hosszúság/szélesség aránya kismértékben, de folyamatosan ingadozik, mely a forma stabilitására utalhat. A zátonyfrontok átlagban 30 m-t változtak két mérés között, de jelentősebb erózió esetén (pl.: 3-4. mérés között) előfordult 80 m-es elmozdulás is. A zátonyok összterülete egy kivétellel (4. mérés: 65 500 m²) mindig 70 000 m² körül alakult. A zátonyok paraméterei valamint a hidrológiai állapot között nem mutatható ki egyértelmű összefüggés. Nagyvíztől kisvízig, illetve kisvíztől nagyvízig tartó időszakban is megfigyelhető területi csökkenés és növekedés is egyaránt.

18. táblázat: Nagyobb zátonyformák morfológiai változásai a pécskai mintaterületen
(a sötétkék nagyvízes, a világoskék kisvízes felmérés).

Időpont	Felső oldalzátony			Alsó oldalzátony			Zátony összterület (m ²)
	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	
2011.06.15	510	60	8,5	370	55	6,7	70200
2011.09.28	480	60	8,0	350	50	7,0	71900
2012.06.07	520	60	8,7	360	55	6,5	70900
2012.10.03	550	60	9,2	400	50	8,0	65500
2014.09.24	490	65	7,5	370	55	6,7	70800
2015.05.27	430	60	7,2	440	55	8,0	70500
2015.09.30	390	60	6,5	360	55	6,5	70500

5.2.4.2. Mederanyag-egyenleg változása

A mederanyag-egyenlegeket tekintve a második és a harmadik mérés idejére is az akkumuláció kerül túlsúlyba (5200 m³, 7200 m³; 19. táblázat). A nettó változás mértéke 5200 m³, illetve 7600 m³. A harmadik és a negyedik mérés között már az erózió a jelentősebb, 8100 m³-es mederanyag-egyenleg veszteséget eredményezve. A jelentős csökkenés okozója a felső

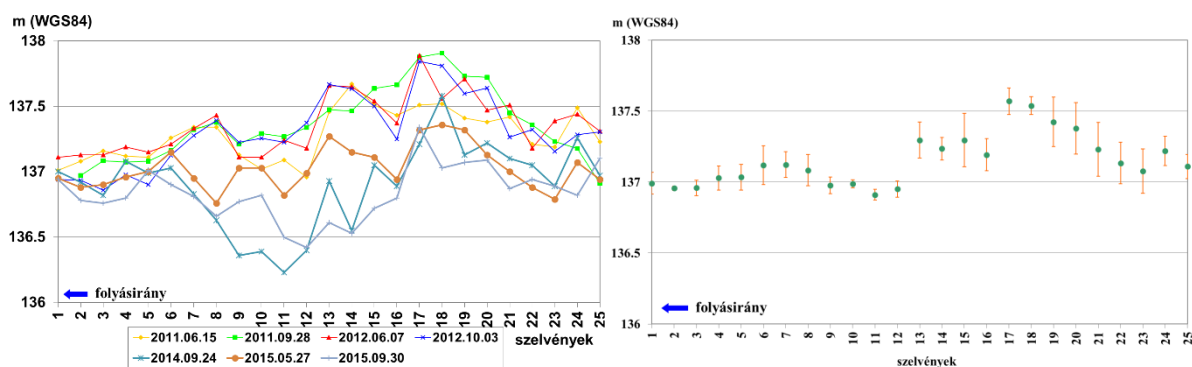
sziget melletti zátonyformák eróziója. Az ötödik adatfelvétel idejére újra akkumuláció jelentkezik a területen (2300 m³), melynek során az előző mérés idejére erodált zátonyfelszíneket a folyó visszaépítette. Az ötödik és a hatodik mérési időpont között az eddigiekkel ellentétben jóval nagyobb mértékű nettó változás következett be a területen 22 700 m³ anyagvesztéssel, mely a zátonyok közötti terület erózióból adódott. Az utolsó mérés idejére folytatódott a zátonyok eróziója (2300 m³), így itt is csakúgy, mint Aradnál megfigyelhető a mederanyag mennyiségének a csökkenése. A vízállások változása és a területen tapasztalt változások között nem mutatható ki egyértelmű összefüggés. Kisvíztől nagyvízig tartó időszakban, egy esetben akkumuláció, míg a másodikban erózió volt a döntő tényező. Nagyvíztől kisvízig tartó időszakban szintén egy esetben akkumuláció, kettőben pedig az erózió volt túlsúlyban.

19. táblázat: A medertalpmagasság és a mederanyag-egyenleg változása a pécskai mintaterületen.

Medertérfogat változások Krigelés (m ³)	2011.06.15	2011.09.28	2012.06.17	2012.10.03	2014.09.24	2015.05.27
	-	-	-	-	-	-
	2011.09.28	2012.06.07	2012.10.03	2014.09.24	2015.05.27	2015.09.30
Akkumuláció (m ³)	15100	19200	8600	22000	5600	6600
Erózió (m ³)	9900	11600	16700	19700	28300	8900
Nettó változás (m ³)	+5200	+7600	-8100	+2300	-22700	-2300
Abszolút változás (m ³)	25000	30800	25300	41700	33900	15600
Medertalpmagasság változás (m)	0,04	0,06	-0,05	0,02	-0,16	-0,02

A medertalp átlagos magassága igazodva a mederanyag-egyenleghez az első mérések idején stagnálás, illetve centiméteres változások tapasztalhatók, majd a jelentősebb erózió hatására csökken a medertalp átlagos magassága is. Azonban, ahogy azt a domborzatmodellek megmutatták a kisebb mértékű tényleges változások is jelentős eróziós, illetve akkumulációs tevékenységet takarhatnak (5-30 ezer m³). Az átmozgatott mederanyag minimális mennyisége a területen nagyjából 16 000 és 42 000 m³ közé tehető az egyes időpontok között.

A pécskai szakaszon az összes mérési időpontot figyelembe véve itt is hasonló 7-54 cm között változik a szórások értéke azonban egyes időpontok között jelentős változás mutatkozik meg a keresztaszelvények átlagmagasságának tekintetében (57. ábra).



57. ábra: A pécskai mintaterület keresztszelvényeinek átlagmagassága, változékonysága.

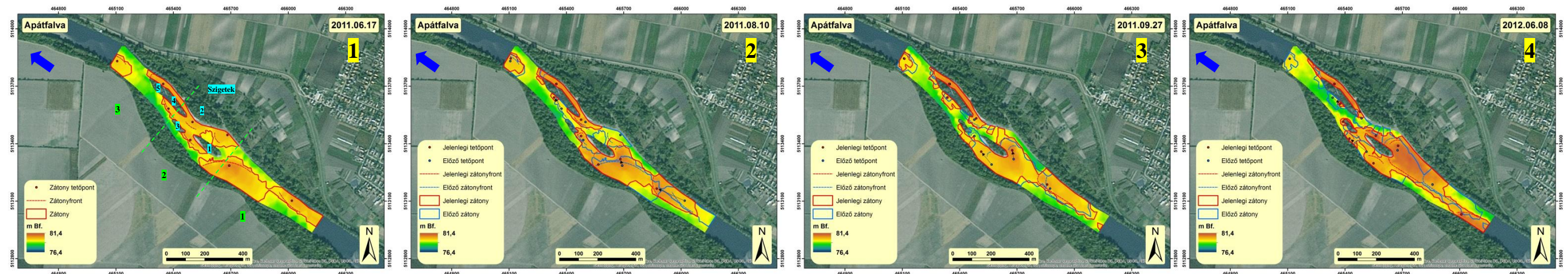
A folyószakasz legstabilabb része az alsó terület, ahol egy-egy mérés között az átlagmagasság változása 10 – 20 cm között változott. A terület felső szakaszán, főként az oldalzátony kiterjedés-változásának hatására, egy-egy keresztszelvény átlagmagasságának változása már elérheti az 50 cm-t is két mérési időpont között. A terület középső részén az oldalzátony eróziójának, valamint a sodorvonal jelentős kimélyülésének köszönhetően már jelentős 1 m-es különbség is megmutatkozik az átlagmagasságban. A teljes felmért folyószakasz tekintetében megállapítható, hogy a felmérések végére a teljes mintaterületen az átlagmagasság csökkenése figyelhető meg.

A pécskai mintaterület adatait vizsgálva megállapítható, hogy a terület fő morfológiai felépítése stabilitást mutat. A folyószakasz bal partja mellett a sodorvonal, míg a jobb part mellett az oldalzátonyok találhatóak, amelyek hossza és szélessége folyamatosan változik a mérési időszak első felében. A vizsgálati időszak második felében azonban hasonló változásokat tapasztalhatunk, mint az aradi mintaterület esetében: a kezdeti periodikusabb változásokat felváltja egy jelentős eróziós folyamat, amit mutat a morfológiai és a keresztszelvények átlagmagasságának a változása is. Azonban jelentősebb különbség az eddigi mintaterületekhez képest, hogy itt a folyó már nemcsak a területre érkező hordalékot, valamint a zátonyokat erodálja, illetve szállítja tovább, hanem mederpáncél hiányában a sodorvonal mentén is megbontja a medret, ami bevágódáshoz vezet. Ennek oka lehet, hogy a hordalék itt már finomabb szemcseméretű, mint Aradnál, vagy Lippánál. Ennek hatására egy-egy árhullám is jelentősebb mennyiségű hordalékot hozhat a területre, amely időszakos akkumuláció után elhordódik (a vizsgálati időszak első fele), azonban jelentősebb árhullám hiányában valamint a felsőbb szakaszokon is jelentkező hordalékhiány végett a területet erodálja a folyó (a vizsgálati időszak második fele). Jelentősebb, mederkitöltő árhullám nélkül a jövőben is további eróziók valószínűsíthetőek.

5.2.5 Az apátfalvi felmérések eredményei

5.2.5.1 Hidromorfológiai változások

A Maros apátfalvi részén 5 sziget is található (58/1. ábra), melyek több ágra osztják a folyót. A zátonyok helyzete és átalakulásuk alapján 3 részre lehet osztani a folyószakaszt (58/1. ábra): 1) A mérési terület felső része ahol mindkét oldalon oldalzátónyok találhatóak; 2) A terület középső része ahol oldalzátónyok, illetve mederközei zátonyok találhatóak melyek elkülönítése nem minden esetben lehetséges egyértelműen; 3) A folyószakasz alsó része ahol a mellékágat teljes egészében keresztzátóny borítja, valamint a terület legalján található oldalzátóny. A zátonyok helyzete és mérete két mérési időpont között jelentősen módosulhat (58. ábra). A sodorvonal helyzete is folyamatosan változik a jelentős mennyiségű hordalék hatására (59. ábra).



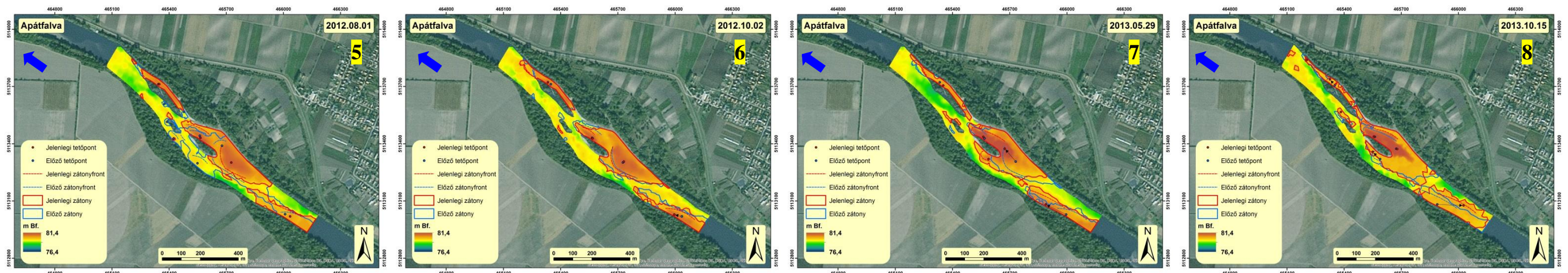
Az első, nagyvizes mérési időpontjában a terület felső részén egy bal és egy jobb parti oldalzátóny található. A jobb parti zátony hossza 305 m, szélessége 55 m, legmagasabb pontja 80,3 m Bf. A bal parti oldalzátóny kezdeti hossza 400 m, átlagszélessége 100 m, legmagasabb pontja 80,66 m. A terület középső részén több oldalzátóny kapcsolódik össze melyek együttes hosszúsága 420 m, átlagszélességük 50 m, legmagasabb pontja 80,2 m. Az alsó szigetek közötti (2., 4., 5. sziget) keskenyebb ágban a teljes hosszában végighúzódó keresztzátóny található. A forma hosszúsága 320 m, átlagszélessége 25 m, legmagasabb pontja 80,3 m. A terület legalsó részén egy bal parti oldalzátóny felső része található a mérési terület határán. Hossza 115 m, átlagos szélessége 70 m, legmagasabb pontja 79,86 m. A sodorvonal az első mérések során egy S alakot leírva haladt a területen, először a baloldalon, majd áttérve jobb oldalra, s a szigetek után újra a baloldalon futva.

A második, kisvizes mérésre a terület legfelső jobb parti mederzátonya 150 m-rel előrenyomult, közben szélessége átlagosan 40 m-rel nőtt, magassága azonban 30-40 cm-rel csökkent. A zátony tetőpontja közel 160 m-rel, míg a frontja 130 m-t haladt előre. A bal parti oldalzátóny felső része szintén előrehaladt 220 m-t. A legfelső szigetet a folyó elkezdte körbeépíteni, melynek nyomán a sziget jobb oldalán 70 m-rel nyomult előre a zátony. A baloldalon pedig az egész mederág zátonyforma lett, átlag 55 m-es szélességnövekedéssel, miközben a meder magassága is közel 1 m-t emelkedett. A terület közepén a jobb part mellett ezzel ellentétes folyamatként jelentős erózió történt, a meder magassága itt 80 cm-t csökkent. A keresztzátóny magassága 40 cm-rel nőtt meg, emellett az alsó részén kisebb épülés figyelhető meg. A folyószakasz legalsó részén található bal parti oldalzátóny hossza 20 m-t, szélessége 10 m-t csökkent, azonban magassága 20 cm-t növekedett. A sodorvonal az első méréskor tapasztalt bal part menti futása megváltozott. A kezdeti bal parti elhelyezkedés után a felső sziget előtt átkerült a jobb part mellé majd az alsó két sziget között haladva tovább (59. ábra).

A második és a harmadik szintén kisvizes felmérés között a jobb parti felső zátony tetején kisebb épülés figyelhető meg 40 m-es hosszúságban 20 m szélességben. Magassága azonban 40 cm-t csökkent az előző időponthoz képest. A legfelső sziget körüli zátonyok tetőpontja 85, illetve 50 m-t előrehaladt. A terület középső részén a bal part mellett új zátony épült fel 200 m hosszan, 35 m szélességben. A keresztzátóny feletti rész elhordódott, mely anyagból épült fel valószínűleg az alsó szigetek bal oldalán megjelent új zátony. A keresztzátóny felépítése és magassága érdemben nem változott az előző adatfelvétel óta. A terület alsó részén található zátony folyamatos elhordódása figyelhető meg: a területe és magassága csökken. Az előző időponthoz képest hossza további 45 m-t, míg szélessége 20 m-t, magassága 30 cm-t csökkent.

A harmadik, kisvizes és negyedik, nagyvizes adatfelvételezés között a felső szakaszon található jobb parti zátony elhordódott (előrenyomult), helyette a bal part mellett jelent meg egy új oldalzátóny melynek hossza 400 m szélessége 80 m. A sodorvonal így átkerült a jobb part mellé (59. ábra). A legfelső sziget feletti zátony mentén a jobb part teljesen felöltődött, a mélység 1 m-t csökkent, a zátony magassága 20 cm-t emelkedett. A sziget jobb partján közvetlenül szintén az akkumulációs folyamat volt a döntő, itt 2 m-t emelve a meder magasságon. Ezzel ellentétben a folyó jobb partján erózió történt, 1 m-rel csökkentve a mélységi adatokat. A keresztzátóny felső része erodálódott közel 100 m-es hosszúságban, 75 m szélességben. Az alsó részén azonban 80 m hosszúságú 20 m széles bővülés figyelhető meg. Az alsó szigetek mellett balra lévő oldalzátóny szinte teljesen elhordódott. Az alsó oldalzátóny viszont tovább erodálódott, a magassága immár nem éri el terület átlagmagasságának szintjét. A két időpont között a terület közepén található zátonyok összetettebbé váltak.

58. ábra: A Maros medrének domborzata, valamint a területen található zátonyformák az Apátfalva melletti mérési területen.



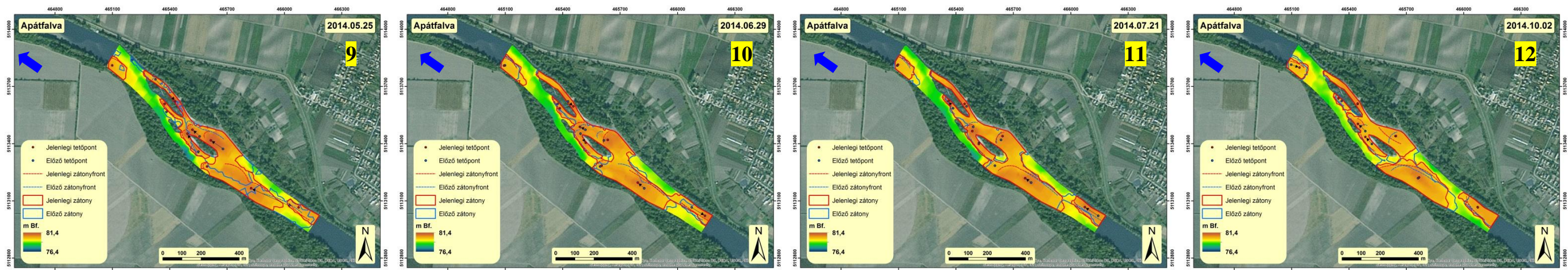
Az ötödik, kisvizes felmérés idejére a terület felső szakaszán lévő bal parti oldalzátony 50 m-t előrébb haladt, emellett a legfelső része 90 m hosszúságban 30 m-t szélesedett. A forma magassága 10 cm-t nőtt, tetőpontja 30 m-rel feljebb tevődött. A zátony összekapcsolódása az erózió (60 cm) hatására megszűnt a legfelső sziget feletti zátonnyal, mely a sodorvonal új útjának helyét is jelöli egyben. A felső sziget és a bal part közötti folyóágat szintén erodálta a folyó 450 m-es hosszúságban, a meder magassága 60-70 cm-t csökkent. Ezzel ellentétesen pedig a jobb part melletti mélyedéseket teljesen feltöltötte a folyó. A terület középső részén található zátony hossza 60 m-t növekedett, míg szélessége átlag 50 m-t, emellett a medertalp magassága közel 2 m-t emelkedett. A zátony tetőpontja folyáirányban felfele 100 m-rel hátrébb került. A sodorvonal az erózió hatására újra a bal part mellett fut végig a folyószakaszon csakúgy, mint az első mérés idején. Az alsó sziget mellett a meder magassága 1 m-t emelkedett, mely valószínűsíthetően a már említett legfelső sziget mellől erodált anyag lejjebb helyeződése. A jelenlegi felmérés idejére a területen található zátonyformák felépítése egyszerűbbé vált.

Az ötödik és a hatodik két kisvizes adatfelvételezés között az eddigiekkel ellentétben kisebb változások tapasztalhatóak a mintaterületen. A felső szakaszon a bal parti oldalzátony alja erodálódott, szélessége itt 50 m-rel csökkent. A zátony tetőpontja 40 m-rel előrébb haladt, magassága 50 cm-rel nőtt, a zátonyfront átlag 2 m-rel a part felé tevődött. A forma melletti mederrész 40-50 cm-t megemelkedett, az akkumuláció hatására. A középső oldalzátony alsó része mentén, valamint felette a két oldala 120 m hosszúságban 30 m-t erodálódott, magassága nem változott. A keresztzátony alatti előző időpontra elhordott zátonyforma visszaépült (130 x 50 m). A terület alsó felén az akkumuláció került túlsúlyba 60 cm-rel csökkentve a mélységadatokat.

A hatodik, kisvizes és a hetedik, nagyvizes felmérés között a felső szakasz bal parti oldalzátonyának alsó része 235 m hosszúságban átlag 50 m-t szélesedett. Ezzel ellentétben a jobb part mellett erózió történt a sodorvonal mentén, melynek következtében a mélység 50 cm-rel megnőtt. A középső oldalzátony felső pereme mentén 76 m-es hosszúságban erodálódott, a medertalp magassága itt 60 cm-rel csökkent. A zátony legmagasabb részei a sziget felett, illetve attól jobbra közel 60 cm-rel emelkedtek. A zátony tetőpontja 90 m-rel lejjebb helyeződött. A keresztzátony felső részén az akkumuláció került túlsúlyba, így 80 m-es hosszúságban 30 m-es szélességgel fejlődött tovább a forma, magassága eközben 20 cm-t emelkedett. A folyóág alján szélességcsökkenés mutatkozik meg, melynek értéke 25 m, azonban a zátony hossza megnövekedett 60 m-rel. A sodorvonal mentén 70-80 cm-es kimélyülések történtek az előző időponthoz képest.

A nyolcadik, kisvizes adatfelvétel idejére a folyószakasz felső részén a bal parti oldalzátony mentén jelentős akkumuláció történt 500 m hosszúságban, átlag 60 m-es szélességben. A mélységadatok alapján 1 m-rel nőtt medertalp magassága a feltöltés mentén. A zátony alján 50 m hosszúságban ezzel ellentétben erodálódott a forma. Az oldalzátony átlagmagassága az előző időponthoz képest 30 cm-rel növekedett, tetőpontja 140 m-rel helyeződött át, míg a zátonyfront 25 m-rel. A középső szakaszon az oldalzátony felső részén akkumuláció és egyben erózió is megfigyelhető. A jobb part mellett 90 m hosszúságban 55 m szélességben erózió, míg a középső részen 75 m hosszan 58 m szélességben akkumuláció történt. A keresztzátony mentén a magasság egységesen csökkent 30-40 cm-t, a forma felszabdaltabb lett. A folyószakasz alsó részén a bal partnál kisebb akkumulációs tevékenység figyelhető meg, melynek következtében a mélység 60-70 cm-t csökkent.

58. ábra: A Maros medrének domborzata, valamint a területen található zátonyformák az Apátfalva melletti mérési területen.



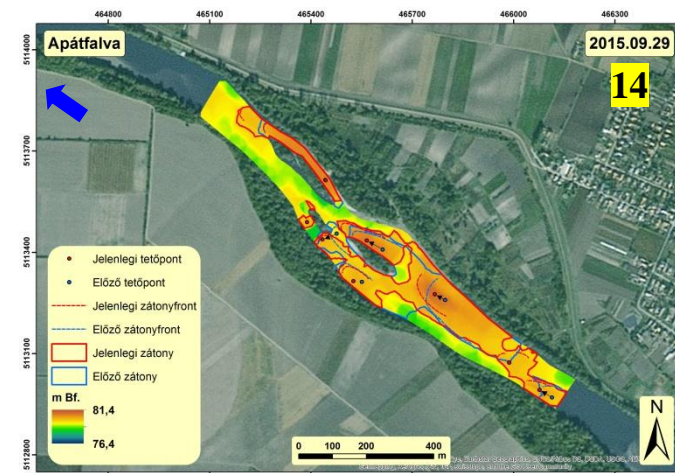
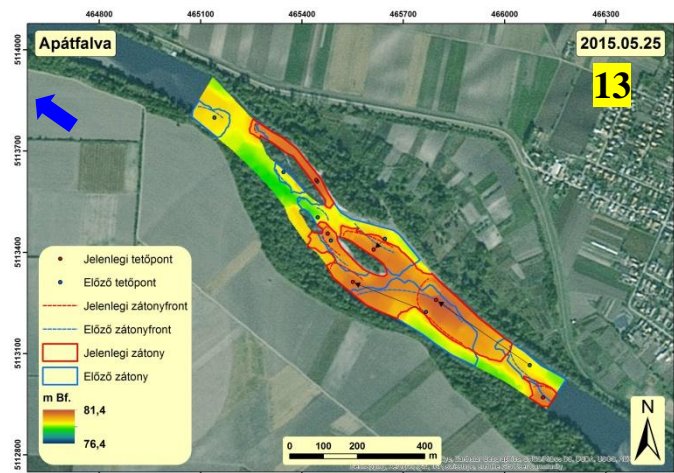
A kilencedik, nagyvizes felmérés idejére a felső szakaszon a bal parti oldalzátóny 260 m-t előrenyomult, emellett szélessége átlag 35 m-t csökkent. Az előre-haladással párhuzamban a forma összekapcsolódott a középső szakasz zátonyával. Az előrenyomuló zátony felett megjelent egy új jobb parti oldalzátóny, melynek hossza 260 m, szélessége 70 m. A sodorvonal így itt átkerült ismét a bal part mellé, majd egy „S” alakot leírva előbb a jobb part mentén fut, majd a legfelső sziget felett tér vissza a bal part mellé és ott is marad a mintaterület végéig (59. ábra). A meder magassága 70 cm-t emelkedett az új zátony mentén, a bal part mellett a sodorvonal mentén azonban 1 m-t csökkent. A legfelső sziget körül a zátonyok tetőpontjai 50-100 m-rel előrébb tevődtek. A szigettől jobbra lévő magassága 50, illetve 70 cm-rel csökkent, míg a sziget bal oldalán lévő 70 cm-rel nőtt. A zátonyok frontvonala szintén előrébb haladt. A keresztzátóny mentén a meder magassága 30-50 cm-t nőtt, a tetőpontja pedig 150 m-el arrébb tevődött át. Az alsó része azonban a sodorvonal eróziójának köszönhetően 140 m hosszúságban elhordódott. A mintaterület alsó szakaszán megtalálható bal parti oldalzátóny ismét felépült, hossza 120 m, átlagszélessége 50 m.

A kilencedik és tizedik két nagyvizes, azonban rövid egy hónapos eltérésű adatfelvétel között a terület felső részén található jobb parti oldalzátóny 20 m-rel keskenyebb lett, míg hossza 80 m-t nőtt. Átlagos magassága nem változott, azonban a tetőpont 80 m-rel hátrébb helyeződött át. A terület középső része szinte változatlanul tekinthető az előző méréshez képest, egyedül a magassága csökkent átlag 20 cm-t. A folyószakasz alsó felén található bal parti oldalzátóny mentén akkumulációs tevékenység történt, így a hossza 70 m-t növekedett, míg szélessége 50 m-t. A terület közepén a sodorvonal mentén található mélyedést a folyó feltöltötte, közel 1 m-rel növelve a medertalp magasságát.

A tizedik és a tizennegyedik mérés szintén két nagyobb vizes mérés volt, ahol egyetlen kisebb árhullám volt az egy hónapos időtartamban. A folyószakasz felső részén található oldalzátónyok közötti részt a sodorvonalban 64 m szélességben erodálta a folyó elválasztva egymástól a két formát. A jobb parti oldalzátóny magassága 40 cm-rel nőtt meg az előző időponthoz képest, tetőpontja 80 m-rel lejjebb helyeződött át. A bal parti oldalzátóny hossza 70 m-rel nőtt meg, tetőpontja szintén előrébb haladt. A keresztzátónynál a két adatfelvétel között nem történt jelentősebb változás. A folyószakasz alsó részén meglévő bal parti oldalzátóny felső része kismértékben erodálódott, hossza így 80 m-rel csökkent. A mérési terület középső részén a sodorvonalban mélyülés történt, a medertalp magassága 80 cm-t csökkent.

A tizenkettedik, kisvizes felmérés időpontjára a változások döntő többsége a sodorvonal menti erodálásoknál tapasztalható. A terület felső részén található oldalzátónyok közötti területet a folyó tovább mélyítette újabb 50 cm-rel. A sodorvonal itt egy kicsit lejjebb is csúszott folyásirányban, melynek során a bal parti oldalzátóny felső részét 100 m hosszúságban, 90 m szélességben erodálta. Emellett a jobb parti oldalzátónynál akkumuláció figyelhető meg annak alsó részén. A zátonyforma magassága 45 cm-t nőtt. A bal parti oldalzátóny és a középső a középső szakasz zátonyai közötti összekapcsoltság szintén megszűnt. Az itt erodált anyagot a folyó lerakta a sodorvonal mentén, melynek hatására a mélység közel 1 m-rel csökkent. A keresztzátóny mentén jelentősebb változás nem történt. Az alsó szakaszon található bal parti oldalzátóny mentén 30 m-es szélességcsökkenés mutatkozik meg 90 m-es hosszúságban. A mintaterületen található zátonyok mindegyikénél 30-40 cm-es magasságcsökkenés figyelhető meg.

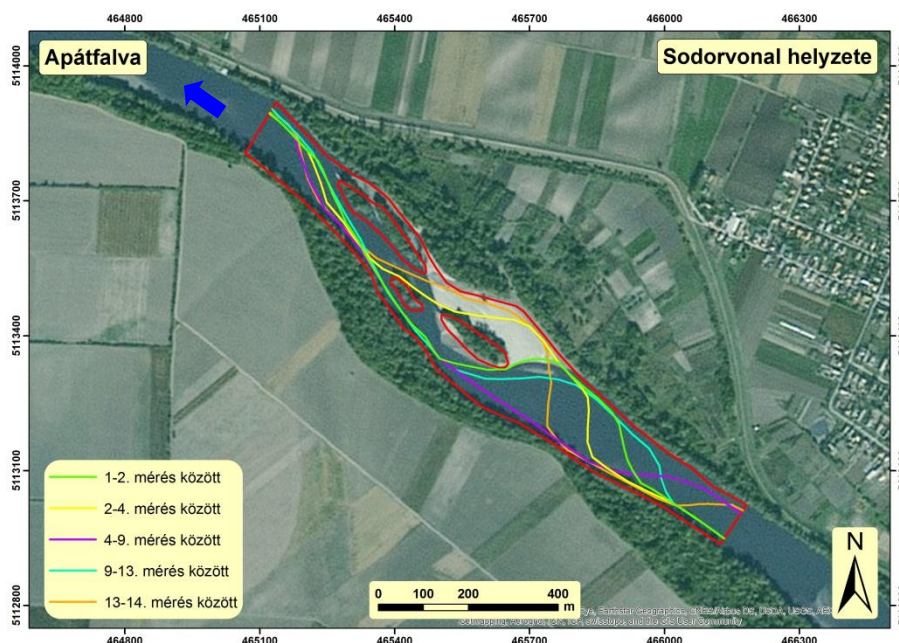
58. ábra: A Maros medrének domborzata, valamint a területen található zátonyformák az Apátfalva melletti mérési területen.



A tizenkettedik, kisvizes és tizenharmadik, nagyvizes adatfelvétel között a felső szakasz teljesen átrendeződött. A jobb parti oldalzátony 270 m-t előrenyomult miközben magassága 80 cm-t emelkedett. A zátony tetőpontja 340 m-rel tevődött előrébb. A zátonyforma hozzákapcsolódott a középső rész zátonyához, így a jobb parti mélyedések teljesen feltöltődtek. A medertalp magassága itt 1,5 m-t nőtt. Ezzel ellentétben a bal part mellett megjelent egy új oldalzátony. Az eddig itt meglévő oldalzátony szintén előrébb haladt 390 m-t, 20 cm-es magasságnövekedéssel, tetőpontja 230 m-el került lejjebb. A legfelső sziget melletti folyóágot a folyó teljesen feltöltötte, egyes helyeken több mint 1 m-rel növelve a medertalp magasságát. Ezzel ellentétes folyamatként a jobb part melletti részt erodálta (1-1,1 m). Jelen változásokkal összefüggésben a sodorvonal új futásvonala a következőképpen alakul: a mintaterületre a jobb part mellett érkezik be, azonban egyből át is kerül a bal part mellé, majd a legfelső sziget feletti zátony előtt átkerül a jobb parthoz, s így halad tovább az alsó szigetek között a folyószakasz közepén, mely után újra a bal part mellett fut (59. ábra). A keresztzátony magassága 30 cm-rel nőtt az előző méréshez képest. Az alsó részen található bal parti oldalzátonyt a folyó ismét erodálta.

Az utolsó, kisvizes felmérés idejére a terület felső részén a bal parti oldalzátony továbbfejlődött 70 m hosszúságban 60 m szélességnövekedés mellett. Magassága azonban átlagosan 40 cm-rel csökkent. A jobb parti oldalzátony felső része szintén tovább épült, hossza 100 m-rel nőtt meg, míg magassága 30-40 cm-rel csökkent. A bal part melletti zátonyforma felső részén erodálódott, melynek során 80 m-es szélességben 1280 m-en történt anyagelhordás. A mélységadatok itt 1,2 m-rel nőttek meg. Emellett a zátony magassága is csökkent 70-80 cm-rel. A legfelső sziget mellett jobb ra lévő zátony valamint a keresztzátony magassága szintén csökkent, átlagosan 50-60 cm-rel. A keresztzátony alsó részén a forma továbbépülése figyelhető meg, hossza 105 m-rel nőtt meg. Az alsó szigetek mellett balra kisebb akkumuláció figyelhető meg a sodorvonalban, megemelve a meder magasságát 30-40 cm-rel.

58. ábra: A Maros medrének domborzata, valamint a területen található zátonyformák az Apátfalva melletti mérési területen.



59. ábra: A sodorvonal helyzetének változása Apátfalvánál.

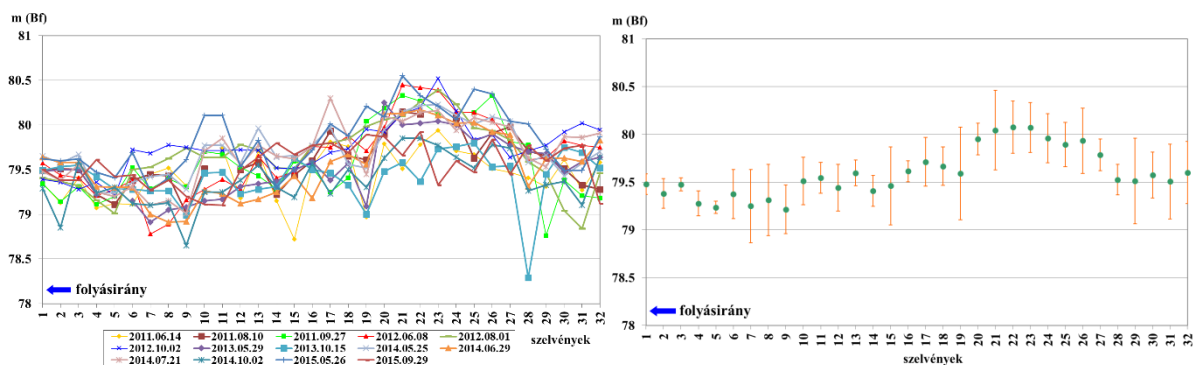
A legnagyobb mértékű morfológiai változások az apátfalvi mérési területen tapasztalhatóak (58. ábra). A mintaterületen a zátonyok folyamatos fejlődése átalakulása a jellemző. Az egyes formák pontos méreteit az 20. táblázat tartalmazza összefoglalóan. A felső bal parti zátony tekintetében a kezdeti nagy hosszúság (399 m) után teljesen eltűnik a területről az előrenyomulás hatására, majd egy év után újra megjelenik és a mérések végéig jelen lesz, azonban a hossza folyamatosan változik. Legnagyobb változása 280 m, míg a legkisebb 15 m két felmérés között. Az átlagos hosszváltozás mértéke 80 m. Az átlagszélesség-változás kisebb mértékű a hosszhoz képest: két mérés között a legnagyobb változás 70 m, míg a legkisebb 4 m. A felső jobb parti zátonynál kisebb változásokat tapasztalhatunk. Hosszát tekintve, amennyiben jelen van a területen a forma, egyetlen esetben sem ment 180 m alá. Két mérés között a legnagyobb mértékű hosszváltozás 150 m-re tehető, míg a legkisebb 0 m volt az első két adatfelvétel között. Az átlagos hosszváltozás mértéke 65 m. Az átlagszélesség legkisebb változása változás 0 m, míg a legnagyobb 37 m.

Időpont	Felső bal parti oldalzátóny			Felső jobb parti oldalzátóny			Mederközepi- / Oldalzátóny			Keresztzátóny			Alsó bal parti oldalzátóny			Zátóny összterület (m ²)
	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	
2011.06.14	400	100	4	305	55	5,5	420	50	8,4	320	25	12,8	115	70	1,6	100300
2011.08.10	-	-	-	305	70	4,4	475	100	4,8	350	25	14,0	100	70	1,4	94800
2011.09.27	-	-	-	365	75	4,9	480	80	6,0	385	35	11,0	70	60	1,2	100700
2012.06.08	290	50	5,8	-	-	-	560	95	5,9	420	20	21,0	-	-	-	95800
2012.08.01	395	50	7,9	-	-	-	575	90	6,4	305	20	15,3	-	-	-	78200
2012.10.02	410	40	10,3	-	-	-	605	75	8,1	380	25	15,2	-	-	-	73300
2013.05.29	395	55	7,2	-	-	-	465	85	5,5	465	20	23,3	-	-	-	84000
2013.10.15	355	80	4,4	-	-	-	455	85	5,4	460	20	23,0	-	-	-	93800
2014.05.25	470	85	5,5	260	70	3,7	335	90	3,7	345	25	13,8	120	50	2,4	101900
2014.06.29	420	105	4,0	235	45	5,2	320	85	3,8	335	25	13,4	175	55	3,2	106000
2014.07.21	465	95	5	180	60	3,0	350	85	4,1	330	25	13,2	120	55	2,2	107700
2014.10.02	390	110	3,5	230	55	4,2	295	85	3,5	322	25	12,9	115	60	1,9	104100
2015.05.26	110	40	2,8	320	95	3,4	360	110	3,3	345	25	13,8	-	-	-	89800
2015.09.29	15	50	0,3	470	95	4,9	260	106	2,5	410	30	13,7	-	-	-	95700

20. táblázat: *Nagyobb zátónyformák morfológiai változásai az apátfalvi mintaterületen
(a sötétkék nagyvizes, a világoskék kisvizes felmérés)*

A terület középső részén található zátonyok, melyek együttesen a legnagyobb formát adják a mintaterületen, szintén a folyamatos átalakulás jellemez. A zátonyok együttes legnagyobb hossza 605 m, míg a legkisebb 260 m volt a teljes vizsgálati időszakban. Két időpont között a legkisebb változás 4 m, míg a legnagyobb 138 m. A teljes időszakban az átlagos hossz-változás mértéke 55 m. Az átlagszélesség tekintetében a legnagyobb 110 m, míg a legkisebb érték 50 m-re adódott. Két mérés közötti változás 2 és 49 m között alakult. A keresztzátonyban található zátony hossza és szélessége is kisebb mértékben változott a területen található többi formához képest. A forma hossza két adatfelvétel között 5 és 118 m között változott, míg az átlagos hosszváltozás mértéke a teljes időszakban 47 m. Az átlagszélesség változást tekintve a legkisebb 0 m, míg a legnagyobb 14 m két időpont között. Az alsó bal parti oldalzátany a felmérések felénél volt jelen a mintaterületen. Két mérés között a legnagyobb változás 55 méterre adódik, míg a legkisebb 6 m. Az átlagos hossz-változás mértéke 4 m. Az átlagszélesség tekintetében a legnagyobb változás 10 m, míg a legkisebb 1 m két adatfelvétel között. Az egyes zátonyok frontvonalainak elmozdulása a területen meghaladja a 100 m-t is. A folyószakaszon található zátonyok összterülete folyamatosan változik, legkisebb értéke 73 300 m², míg a legnagyobb kiterjedés 107 700 m², a teljes vizsgálati időszakban pedig átlagosan 94 700 m². Nagyvíztől kisvízig terjedő időszakban a zátonyok méreteinek a csökkenése a jellemző, egymást követő árhullámok idején pedig a növekedés. Kisvíztől nagyvízig, valamint kisvizes időszakokban nem mutatható ki egyértelmű összefüggés a zátonyformák méretváltozása és a vízjárás között.

A mintaterületen található keresztaszelvények átlagmagasságát megvizsgálva megállapítható, hogy az eddigi mintaterületekkel ellentétben a teljes folyószakasz folyamatos változáson megy keresztül, a szórásértékek pedig szintén a teljes területen nagyobb értékekre vesznek fel, igazodva a jelentősebb morfológiai változásokhoz (60. ábra).



60. ábra: Az apátfalvi mintaterület keresztaszelvényeinek átlagmagassága, változékonysága.

A mintaterületen az átlagmagasság tekintetében ciklikus változás a jellemző, melynek során a vizsgálati időtartamban egy csökkenést a legtöbb esetben növekedés követ, majd fordítva. A jelentős változások azonban nem takarnak kiugróbb értékeket így az átlagos változás legnagyobb mértéke 41 cm, míg a legkisebb 10 cm. A legkisebb eltérések a mintaterület legalsó szakaszán mutatkoznak meg. A terület középső és felső szakaszán nagyobb változások tapasztalhatóak, ahol jelentős morfológiai változások kapcsolódnak ehhez, zátonyok vándorlásával, sodorvonal áthelyeződésével. A szórásértékek tekintetében a legkisebb 11 míg legnagyobb 44 cm értékű ami viszont kevesebb, mint a többi mintaterület esetében.

5.2.5.2 Mederanyag-egyenleg változások

A mederanyag-egyenleg változásait megvizsgálva megállapítható, hogy az apátfalvi mintaterületen jóval nagyobb változások is történtek két mérés között, mint a többi folyószakaszon (21. táblázat). A nettó változás a területen elérheti az 50 000 m³-t is két mérés között. A medertalp átlagos magasságában is jelentős különbségek mutatkoznak az egyes adatgyűjtési időpontokban, a változás mértéke elérheti akár a 30 cm-t is. A részletes változásokat vizsgálva két mérési időpont között szintén megfigyelhető az eddigi területekhez képest jelentősebb görgetetthordalék-mozgatás. Az akkumuláció értéke két időpont között 13 100 és 75 200 m³, míg az erózió mértéke 11 800 és 51 600 m³ között alakult. Így az észlelt abszolút változások elérhetik a 110 000 m³-t is az egyes időszakok között, a legkisebb anyagmozgatás pedig soha nem volt 25 000 m³-nél kevesebb.

21. táblázat: A medertalpmagasság és a mederanyag-egyenleg változása az apátfalvi mintaterületen.

Medertérfogat változások (m ³)	2011.06.14 -	2011.08.10 -	2011.09.27 -	2012.06.08 -	2012.08.01 -	2012.10.02 -
	2011.08.10	2011.09.27	2012.06.08	2012.08.01	2012.10.02	2013.05.29
Akkumuláció (m ³)	44200	13100	75200	27100	26300	29000
Erózió (m ³)	22400	37500	24500	34300	10600	44300
Nettó változás (m ³)	+21800	-24400	+50700	-7200	+15700	-15300
Abszolút változás (m ³)	66600	50600	99700	61400	36900	73300
Medertalpmagasság változás (m)	0,13	-0,15	0,3	-0,04	0,08	-0,08
2013.05.29 -	2013.10.15 -	2014.05.25 -	2014.06.29 -	2014.07.21 -	2014.10.02 -	2015.05.26 -
2013.10.15	2014.05.25	2014.06.29	2014.07.21	2014.10.02	2015.05.26	2015.09.29
33600	44800	13100	14900	19300	73700	19400
31200	42900	19800	11800	28000	34800	51600
+2400	+1900	-6700	+3100	-8700	+38900	-32200
64800	87700	32900	26700	47300	108500	71000
0,01	0,01	-0,04	0,02	-0,04	0,22	-0,18

Az apátfalván rendelkezésre álló nagyobb eredményhalmaz tekintetében további vizsgálatokat végeztem el a mederanyag-egyenleg tekintetében, melynek során figyelembe vettem az egyes mérések közötti vízállásváltozásokat (30. ábra). Ennek alapján voltak kisvizes (5-6., 7-8. mérés között), kisvíztől nagyvízig terjedő (3-4., 6-7. mérés között), nagyvíztől kisvízig terjedő (2-3., 4-5., 9-10., 11-12., 13-14. mérés között) állapotok, valamint egymást követő kisebb árhullámok (1-2., 8-9., 12-13. mérés között). A vizsgálatból kivettem a 10-11-es mérések közötti időszak, ugyanis itt egyetlen teljes árhullám hatása mutatkozik meg, melyből csak ez az egy van, értékeit a 21. táblázat már tartalmazza.

22. táblázat: A mederanyag-egyenleg átlagos változása a vízállásváltozások figyelembevételével.

	Kisvizes időszak	Áradó időszak	Apadó időszak	Egymást követő kisebb árhullámok időszakában
Átlagos akkumuláció (m³)	30000	48400	18600	54600
Átlagos erózió (m³)	20900	38100	34000	33400
Átlagos nettó változás (m³)	9100	10300	-15400	21200
Átlagos abszolút változás (m³)	50900	86400	52600	88100

A 22. táblázat adataiból megállapítható, hogy két időszak alapján, a területen az akkumuláció kerül túlsúlyba, melynek átlagos értéke 50 900 m³ körül alakul. A feltöltődés mellett jelentősebb mennyiségű erózió (20900 m³) is történik a területen, így az abszolút hordalékmozgatás mértéke magas, átlagos értéke 50 900 m³. Áradó időszakban szintén az akkumuláció lesz a döntő tényező a mintaterületen. Az átlagos nettó változás mértéke a vizsgált időszakban 10 300 m³, mely hasonló a kisvizes időszakhoz. Az akkumuláció átlagos mértéke két adatfelvétel között 48 400 m³, míg az erózió mértéke 38 100 m³ körül alakul. Az apadó időszakban az erózió lesz túlsúlyban a folyószakaszon, melynek átlagos értéke 34 000 m³, míg az akkumuláció mértéke több mint 15 000 m³-rel kisebb, így a tényleges változás átlagosan -15 400 m³. A területen átmozgatott minimális mederanyag-mennyiség 52 600 m³. Az egymást követő árhullámok idején az akkumuláció értéke 20 000 m³-el meghaladja és erózió mennyiségét, míg az átlagos abszolút változás mértéke 88 000 m³ körül alakul. Összességében tehát megállapítható, hogy a kisvizes időszakokban, valamint kisvíztől nagyvízig terjedő, áradó időszakban mederanyag-többlet, míg nagyvíztől kisvízig, apadó

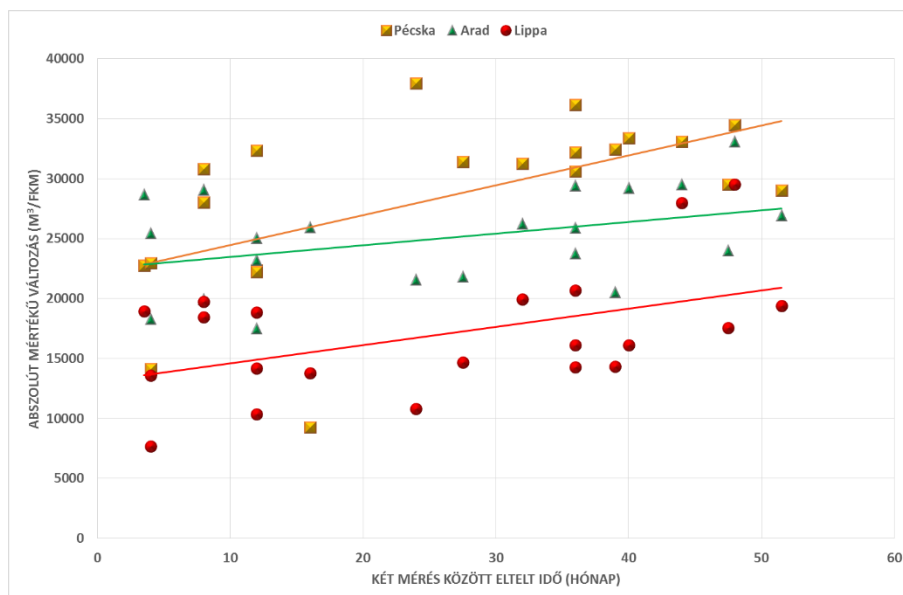
időszakban általában mederanyag-csökkenés mutatható ki. Egymást követő árhullámok idején kiegyenlítődés, azonban az átlagos változás összességében hordaléktöbbletet mutat a vizsgált időszakokban. Az abszolút mértékű mederanyag-mozgatás áradó időszakban, valamint az egymást követő árhullámok idején a legnagyobb.

Az Apátfalva mellett található mintaterület egy jóval változékonyabb folyószakasz, mint az összes többi. A területen található oldalzátonyok folyamatos előrenyomulása figyelhető meg a teljes vizsgálati időszakban, melynek mértéke két mérés között elérte a 100 m-t is. A területen végbemenő morfológiai változásokat követve az átmozgatott mederanyag mennyisége is jelentős, ami nagyvizes időszakban döntően akkumulációt, míg kisvizes időszakban eróziót takar. A többi mintaterülettel ellentétben itt a teljes folyószakaszon folyamatosan és jelentősen változik a keresztaszelvények átlagos magassága, melynek szórása 11 és 40 cm közötti. A változások azonban folyamatos ciklikus jelleget mutatnak, tehát erózió után általában akkumuláció következik. Ezt a folyamatot segítheti, hogy a folyószakaszon jellemző finomabb szemcsés hordalékot a folyó akár kisebb árhullámok idején is tudja mozgatni, emellett pedig megfelelő mennyiségű hordalék érkezik a felsőbb területekről. Így a folyamatos a ciklikus változás.

5.3. A mederanyag-egyenleg időbeli változása

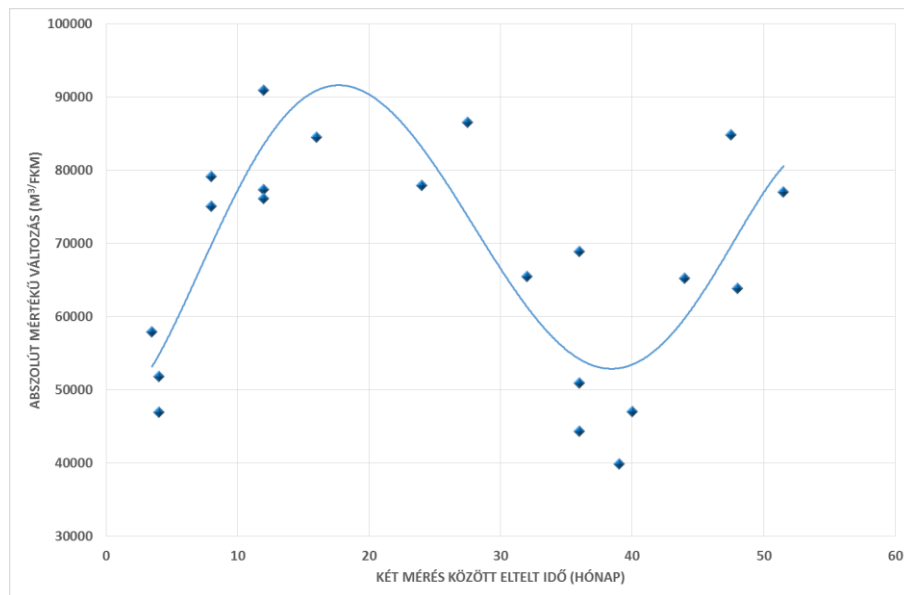
Az egyes mintaterület esetében meghatározásra került az adott folyószakasz morfológiai átalakulása, a keresztaszelvények átlagmagasság változása, valamint a mederanyag mennyiség alakulása. A különböző felmérési területeken tapasztalt változásokat azonban érdemes összehasonlítani, amellyel megvizsgálható a folyó síksági szakaszának a dinamikája. A mintaterületek abszolút mértékű mederanyag átmozgatás mennyiségével lehetőség van az adott folyószakasz dinamikájának meghatározására. Azonban az egyes mintaterület eltérő hossza és területe nem teszi lehetővé a közvetlen összehasonlítást, ezért minden folyószakasz eredményeit 1 fkm értékre normalizáltam. A vizsgálat során lehetőség van a terület fő tendenciájának a meghatározására (pl.: feltöltődés, bevágódás), valamint a ciklikus egyensúly, valamint annak időtartamának a megállapítására. Az elemzés elvégzésével az egyes mintaterületek össze is hasonlíthatóak a meder dinamikájának tekintetében. Minden mérési területen az abszolút mértékű változások segítségével minden mérést, minden méréssel összehasonlítottam (61., 62. ábra), így nemcsak a ténylegesen felmért időpontok közötti, hanem nagyobb időtávban is lehetőség van az adatok elemzésére. Emellett többfajta hidrológiai állapot (kisvíz-kisvíz, kisvíz-nagyvíz, nagyvíz-kisvíz, nagyvíz-nagyvíz) összehasonlítását is tartalmazza így az adatsor. A 4 mintaterület közül a lippai, aradi és a

pécskai esetében hasonló tendenciák figyelhetők meg (61. ábra), míg az apátfalvi jelentősen elkülönül (62. ábra).



61. ábra: Lippai, aradi és a pécskai mintaterület 1 fkm-re normalizált abszolút változása az egyes mérési időpontok között.

A lippai, aradi és pécskai mérési területek eredményéből megállapítható, hogy mindegyik folyószakaszra a folytonos változás a jellemző (61. ábra), s ez a változás folyamatosan nő az idő előrehaladtával, melyre nincs befolyással a különböző hidrológiai állapotoknak az összevetése. Tehát az eltelt idő a döntő tényező a folyamat vizsgálatánál nem pedig a hidrológiai helyzet, ugyanis a különböző hidrológiai állapotok összevetése is ugyanazt a változást mutatják. Mindhárom mintaterületen pozitív a változás nagysága, a legnagyobb változás a pécskai folyószakasz esetében adódik, utána a lippai következik, míg a legkisebb mértékű folyamatos változás az aradi mérési terület esetében tapasztalható. A változások iránya és nagysága alapján minden folyószakaszon kisebb mértékű bevágódást vagy feltöltődést mutat. Ez az előző fejezetben tárgyalt morfológiai és mederanyag-egyenlegek alapján Lippán inkább feltöltődést, míg Pécskán és Aradon ezzel ellentétesen bevágódást jelöl.



62. ábra: Az apátfalvi mintaterület 1 fkm-re normalizált abszolút változása az egyes mérési időpontok között.

Az apátfalvi mintaterület az összes többivel ellentétben nem egy egyirányú folyamatos változást mutat, hanem egy ciklikus átrendeződés figyelhető meg az abszolút hordalékmozgatás vizsgálatával (62. ábra). Az apátfalvi folyószakaszra így a dinamikus egyensúly a jellemző, azaz a rendszer igyekszik a kezdeti állapotra visszatérni egy-egy nagyobb változás után. A maximális átrendeződés időszaka, azaz a ciklus visszatérési idő 18 hónapra tehető, ami a jelentősebb mederformáló vizek visszatérési idejét jelölheti. Az apátfalvi mintaterületen az átalakulás és visszatérés, tehát egy ciklus átlagos időtartama 38-40 hónapra tehető. Ez a visszatérési idő megfigyelhető az előző fejezetben található domborzatmodelleken is, ahol ugyanilyen időtáv (kb. 3 év) kell ahhoz, hogy a terület morfológiai felépítése (pl.: a váltózatonyok helyzete) ugyanolyan képet mutasson.

Az egyes mintaterületek dinamikáját megvizsgálva megállapítható, hogy 3 mintaterület, a lippai az aradi, és a pécskai esetében egy folyamatos változás mutatható ki. A lippai szakasz esetében ez a vizsgált időszakban feltöltődést jelent, azonban ez a mederanyag többlet nem jelentkezik az alatta lévő aradi és pécskai szakaszon, ahol inkább erózió történt. A legnagyobb változás az Apátfalvi mintaterületen a jellemző, azonban itt ez ciklikus jellegű dinamikus egyensúlyt jelent. A kapott eredmények alapján, lippai és aradi mintaterületek között a folyó elvesztheti a mederanyag-egyenlegének egy részét, így azt a lentebbi szakaszokon pótolja erózió által, s így az alsó szakaszon újra megfelelő mennyiségű mederanyag-egyenleg áll rendelkezésre a dinamikus változásokhoz.

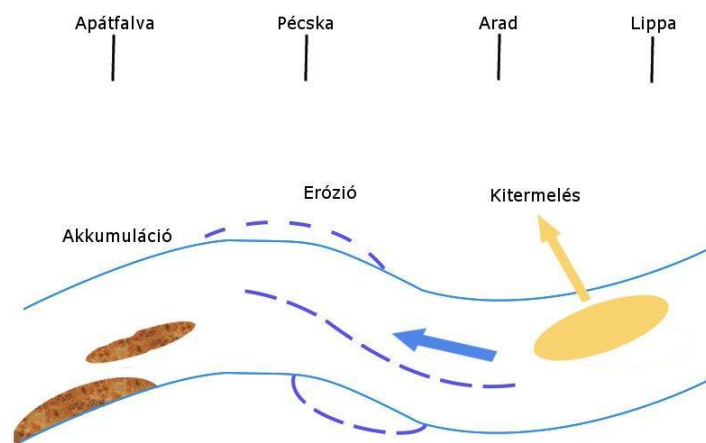
5.4. Mederanyag-egyenleg térbeli változása a kavics- és homokkitemeléssel összefüggésben

A mintaterületek mederanyag-egyenlegének összehasonlításával lehetőség van a folyó hossz-szelvénye menti elemzésre, mellyel feltárhatóak az előbb említett dinamikai eltérések okai, melyre jelentős hatással lehet a folyón zajló kavics és homokkitermelés. Emellett a meghatározott változások és tendenciák segítségével a jövőbeni változásra is következtethetünk. A mérési területeken bekövetkezett nettó és abszolút változásokat azonban közvetlenül itt sem nem lehet összehasonlítani. Az adatokat így itt is minden területen 1 folyamkilométerre normalizáltam, melyhez minden mintaterületen az azonos időszakban készült felméréseket vettem figyelembe (23. táblázat).

23. táblázat: Normalizált hordalékháztartás a mintaterületeken.

Normalizált mederanyag-egyenleg változások (m ³ /fkm)				
2011.06 - 2011.09	Lippa	Arad	Pécska	Apátfalva
Akkumuláció	4900	19800	13700	27300
Erózió	14100	8900	9000	29300
Tényleges változás	-9200	+10900	+4700	-2000
Abszolút változás	19000	28700	22700	56600
2011.09 - 2012.06				
Akkumuláció	15800	13100	17500	54900
Erózió	2600	16000	10500	17900
Tényleges változás	+13200	-2900	+7000	+37000
Abszolút változás	18400	29100	28000	72800
2012.06 - 2012.10				
Akkumuláció	5300	15000	7800	27200
Erózió	8300	10400	15200	19800
Tényleges változás	-3000	+4600	-7400	+7400
Abszolút változás	13600	25400	22000	46000
2012.10 - 2014.09				
Akkumuláció	6200	9500	20000	30500
Erózió	4600	12000	17900	47400
Tényleges változás	+1600	-2500	+2100	-16900
Abszolút változás	10800	21500	37900	77900
2014.09 - 2015.05				
Akkumuláció	16800	7600	5100	53800
Erózió	3000	12400	25700	25400
Tényleges változás	+13800	-4800	-20600	+28400
Abszolút változás	19800	20000	30800	79200
2015.05 - 2015.10				
Akkumuláció	5200	5000	6000	14200
Erózió	2600	13400	8100	37700
Tényleges változás	+2600	-8400	-2100	-23500
Abszolút változás	7800	18400	14100	51900

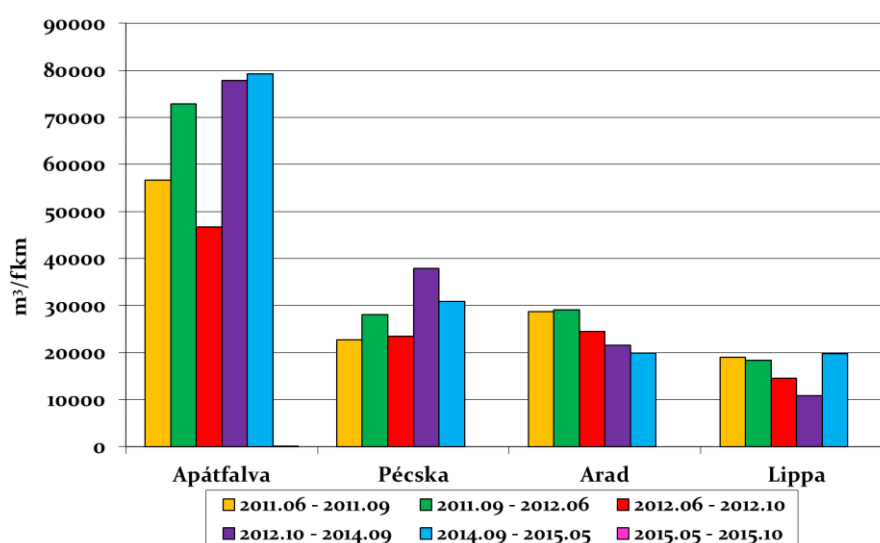
A lippai mérési terület folyásirányban felfelé helyezkedik el a bányászati tevékenységhez képest (63. ábra). A folyószakaszon az akkumuláció és erózió értéke 2600 és 16 800 m³ között alakul 1 fkm-re normalizálva. Az átlagos erózió mértéke 5900 m³, míg az akkumuláció 9000 m³. Az átdolgozott mederanyag mennyisége minimálisan 18 000 m³ körüli 1 km-s szakaszon (23. táblázat). A területen átmozgatott anyagmennyiség 7800 és 19 800 m³ között alakult, ez átlagosan 14 900 m³/fkm (64. ábra). Ez az érték a többi mintaterülethez viszonyítva alacsony, mely adódhat: 1) Valószínűsíthető, hogy egyébként is kevesebb hordalék érkezik a felsőbb területekről, így kevesebb is halad át a rendszeren, mint az alsóbb szakaszokon. 2) A mederanyag felépítéséből, ugyanis Lippán kavicsos meder található, ami megakadályozza a nagyobb átrendeződést. 3) Jelentős változások nagyobb árvizek idején lehetnek, a felvételezések idején azonban csak kisebb árhullámok hatásai voltak vizsgálhatóak.



63. ábra: Mintaterületek elhelyezkedése a folyóvízi bányászati környezetben.

Az aradi és pécskai szakasz már a nagymérvű bányászati tevékenységek alatt helyezkedik el (63. ábra). Mindkét területen dinamikusabb változások adódtak. Az aradi mintaterületen az erózió, illetve akkumuláció mértéke 5000 és 19 800 m³/fkm között változott. Az erózió átlagos mértéke 12 200 m³/fkm, míg az akkumulációé 11 700 m³/fkm. A területen összességében nettó veszteség tapasztalható az első és az utolsó mérések között. Az abszolút értelemben vett anyagmozgatás a területen 18 400 - 29 100 m³/fkm között mozgott (64. ábra). A pécskai folyószakaszon az eróziós és akkumulációs tevékenység 5100 és 25 700 m³ közé esik, átlag 14 400 m³/fkm és 11 700 m³/fkm-es értékkel. A mérési időszak kezdetén (2011-2012), a két területen csak egyszer figyelhető meg nettó erózió. Aradon a lokális

bányászatból származó mederformák felöltődése okozza a jelentősebb hordaléktöbbletet, míg Pécskán a finomabb homokos hordalékot jobban tudja mozgatni a folyó kisebb vízállások idején is. A mérési időszak második felében (2014 - 2015) azonban már az erózió és ezáltal a mederanyag elhordódása került túlsúlyba (akár $-23\,000\text{ m}^3/\text{fkm}$). Ez egyrészt adódhat abból, hogy a vizsgált időszakban jelentősebb árhullám nem volt a folyón, így a vízgyűjtőterületekről is kevesebb hordalék érkezhett, másrészt pedig az Arad feletti homok- és kavicskitermelésből is. A folyó az elvesztett hordalékmennyiségét a bányászati tevékenységek alatti szakaszon termeli újra a meder és a partok eróziójával.

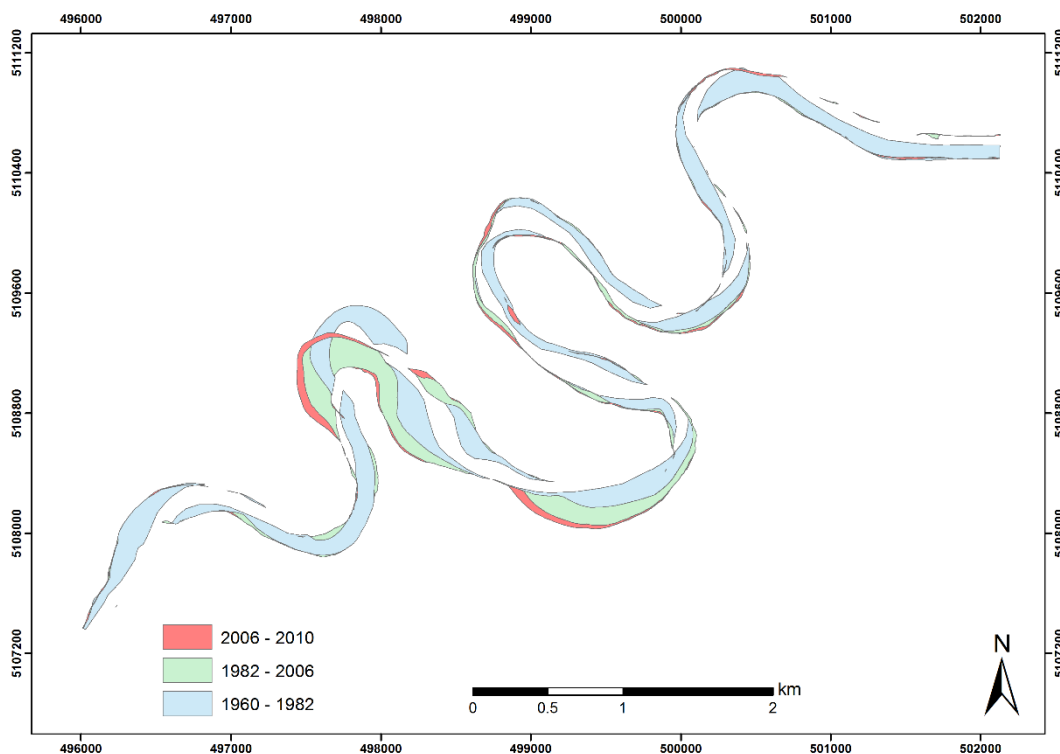


64. ábra: Az egyes mintaterületek normalizált, abszolút mennyiségű mederanyag változása.

Az apátfalvi szakaszon a folyó jelentős eróziós és akkumulációs tevékenységet végez, amely az előzőekhez képest kiugró változásokat eredményez a mederben, mint az már bemutatásra került az előző fejezetben. A mintaterületen az eróziós és akkumulációs tevékenység $14\,200$ és $54\,900\text{ m}^3/\text{fkm}$ között alakult, míg átlagos értéke $29\,600$ és $34\,700\text{ m}^3/\text{fkm}$. A teljes vizsgálati időszakot figyelembe véve a nettó változás pozitív mérlegű: az első időponthoz képest az utolsó mérés idejére $+30\,000\text{ m}^3$ hordalékmennyiség adódik. Apátfalván a minimálisan átmozgatott hordalékmennyiség elérheti akár a $80\,000\text{ m}^3/\text{fkm}$ nagyságrendet is az egyes felmérési időpontok között és soha nem ment $45\,000\text{ m}^3/\text{fkm}$ alá, amely többszöröse a többi területhez képest (64. ábra). Az adatok alapján így érdemes megvizsgálni, hogy a jelenlegi nagy mennyiségű átdolgozott hordalék honnan származhat.

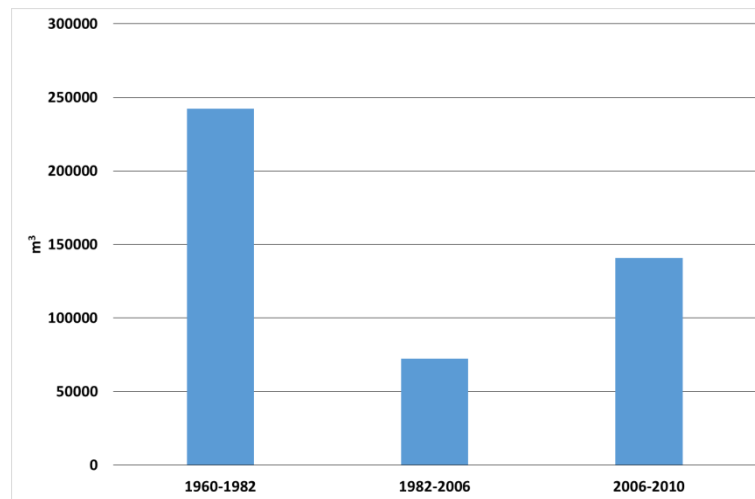
A hosszabb távú változásokat vizsgáló fejezetben már említésre került, hogy a Pécska alatti meanderező kanyarulatok mind a mai napig folyamatosan fejlődnek, így ezen a szakaszon jelentősebb hordaléktermelés valószínűsíthető. A laterális erózió hatására keletkező

hordalékmenyiség meghatározására az 1960-tól meglévő, már bemutatott adatokat használtam fel, kiegészítve egy 2010-es légifotóval (65. ábra), ahol ArcGIS segítségével meghatároztam a partvonalak elmozdulásának mértékét, ezáltal a területi változásokat. A térfogatok becsléséhez a partok magasságát, ezáltal az erodált magasságot, a területről elérhető domborzatmodellek, valamint a kisvizes vízállások alapján 2 m-nek vettem.



65. ábra: A Pécska alatti kanyarulatok vándorlása.

Az eredményekből megállapítható, hogy jelentős mennyiségű hordaléktermelés történik a folyószakaszon (66. ábra). 1960 és 1982 között az éves becsült erodált anyagmennyiség közel 250 000 m³-re tehető, ez az 1982 és 2006 közötti időszakban visszaesett 70000 m³-re, majd 2006-tól napjainkig közel 150 000 m³ emelkedett.



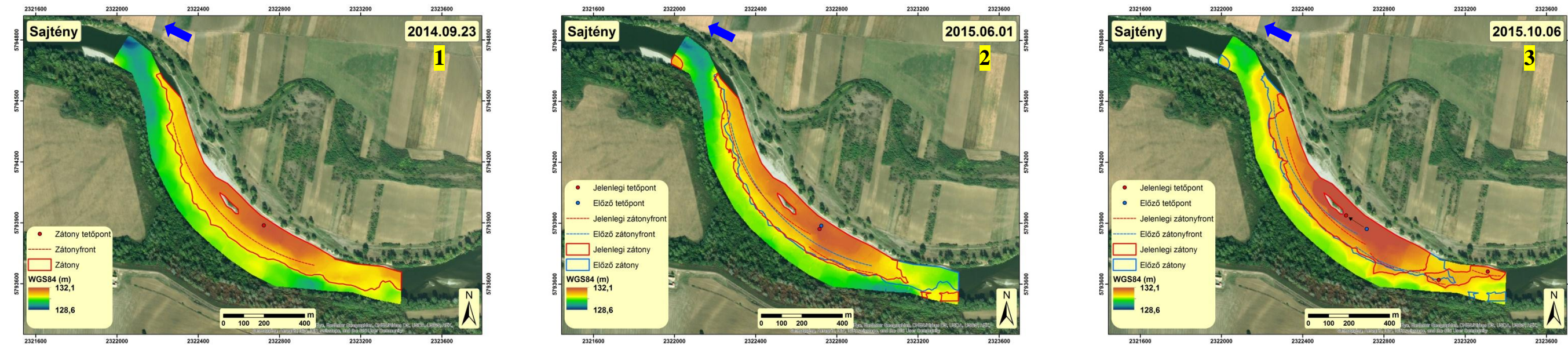
66. ábra: A Pécska alatti kanyarulatok 1 éves becsült elhordott anyagmennyisége az adott időszakokban.

A mintaterületeken tapasztalt változások és a kanyarulatok aktív vándorlásából kifolyólag megállapítható, hogy a folyó által szállított görgetett hordalék mennyisége itt kevesebb, mint amennyit szállítani tudna. A megnövekedett munkavégző képesség hatására jelentős erózió mutatkozik meg a területen, ezáltal megnövekszik a görgetett hordalék mennyisége, ami később az alsóbb szakaszon (pl.: Apátfalva) ideiglenesen akkumulálódik. Az akkumulációs folyamat pontosabb vizsgálatához a 2014. évtől kezdve egy új mérési területen, Sajtény mellett is végeztünk adat-felvételezést (67. ábra).

5.3.2.1 A sajtyéni felmérések eredményei

Hidromorfológiai változások

A felmérési terület egy kanyar mentén található, a folyót egy sziget két ágra osztja (67. ábra). A folyószakasz jobb partján egy szinte az egész területen végigfutó oldalzátony található, míg a sodorvonal a bal part mellett halad.



Az első, kisvizes felmérés idején a folyószakaszon található oldalzátony kezdeti hossza 1200 m, átlagszélessége 120 m. A forma legmagasabb pontja 132 m (WGS 84 ellipszoid).

Az első, kisvizes és a második, nagyvizes mérés között a zátony felső részét 280 m-es hosszúságban 100 m-es szélességben elhordta a folyó. A meder magassága itt közel 1 m-t csökkent. Ezzel egy időben a bal part mellett megjelent két kisebb zátonyforma (80x40 m, 24x23 m). Az oldalzátony alján kb. 600 m-es hosszúságban 30 m-es szélességcsökkenés figyelhető meg. A mélységadatok itt 10-15 cm-et csökkentek. A terület legalsó részén a bal part mellett szintén felépült egy kisebb zátonyforma, melynek hossza 60 m, míg szélessége 40 m. Az oldalzátony átlagmagassága 10 cm-t nőtt a két időpont között.

A második, nagyvizes és a harmadik, kisvizes adatfelvétel között a folyó elhordta az előző időpontra létrejött kisebb balparti zátonyokat. A jobb parti oldalzátony felső része 140 m-es hosszúságban kb. 100 m-es szélességben erodálódott. Azonban a terület felső szakaszán ezzel egy időben létrejött egy új zátonyforma, mely még nem kapcsolódott hozzá a fő zátonyhoz. A forma hossza 400 m, átlagos szélessége kb. 60 m. A meder magassága 80 cm-t emelkedett. Az oldalzátony bal partjához a terület felső részén 150 m hosszúságban 30 m szélességben akkumulálódott hordalék, melynek során a mélységadatok közel 1 m-rel csökkentek itt. Az oldalzátony alsó része csakúgy, mint a felső szintén erodálódott 150 m-es hosszúságban kb. 45 m-es szélességben. Az erózióval ellentétes folyamatként a zátony magassága 40-50 cm-t is emelkedett főként a középső részekben. Ezzel párhuzamosan a tetőpont 120 m-rel került lejjebb.

67. ábra: A Maros medrének domborzata, valamint a területen található zátonyformák a Sajtyén melletti mérési területen.

A 24. táblázatban összefoglalóan megtalálható a jobb parti nagyobb zátonyforma pontos méretei. Az adatokból megfigyelhető hogy mind a hosszúság mind pedig az átlagszélesség folyamatosan csökkent a vizsgálati időszakban. A kezdeti 1200 m-es hossz közel 400 m-rel, míg a szélességérték 6 m-rel csökkent. Kisvíztől nagyvízig, valamint nagyvíztől kisvízig tartó időszakban is a forma méreteinek csökkenése adódott. A zátony hosszának a csökkenése nagyobb mértékű volt a szélességnél így a kezdeti időponthoz képest a forma zömökebb lett. A frontvonala csak kismértékben (10-20 m) mozdult el a vizsgálati időszakban. A zátonyok összterülete igazodva a morfológiai változásokhoz szintén folyamatosan csökkent.

24. táblázat: A zátonyforma morfológiai változásai a sajtényi mintaterületen
(a sötétkék nagyvizes, a világoskék kisvizes felmérés).

Időpont	Oldalzátony			Zátóny összterület (m ²)
	Hosszúság (m)	Átlag- szélesség (m)	Hosszúság / Szélesség arány	
2014.09.23	1200	120	10	99900
2015.06.01	1020	118	8,6	93400
2015.10.06	820	114	7,2	90200

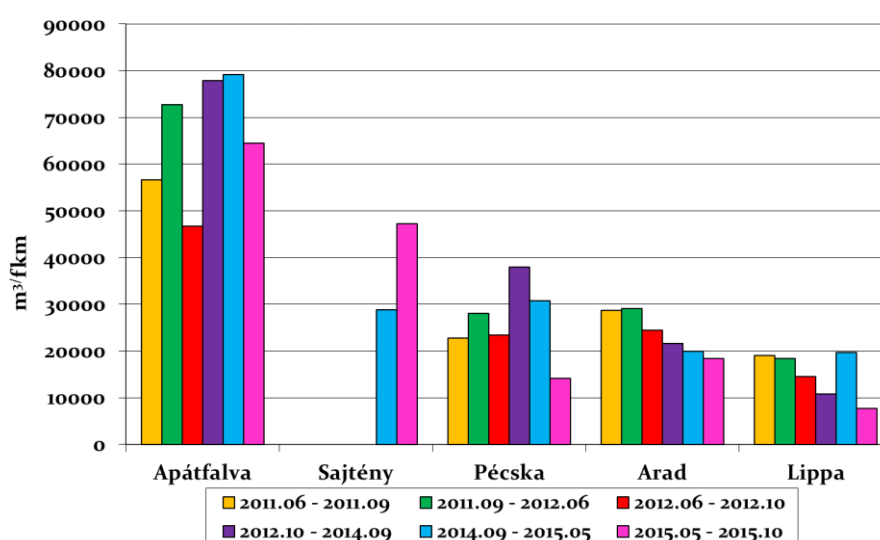
Mederanyag-egyenleg változások

A mederanyag-egyenleg változások tekintetében az akkumuláció és erózió mértéke két időpont között 1100 és 64 900 m³ között változott, ami nagy szórást jelent (25. táblázat). A tényleges változásokat figyelembe véve azonban elmondható, hogy mindkét esetben az akkumuláció volt a döntő tényező a folyószakaszon, tehát a morfológiai változásoknál tapasztalt eróziókat meghaladja a zátonyok magasságának a folyamatos növekedése. Kisvíztől nagyvízig, illetve nagyvíztől kisvízig is mederanyag többlet jelentkezett a területen, így nem mutatható ki egyértelmű összefüggés a vízállással.

25. táblázat: A medertalpmagasság és a mederanyag-egyenleg változása a sajtényi mintaterületen.

Medertérfogat változások (m ³)	2014.09.23 - 2015.06.01	2015.06.01 - 2015.10.06
Akkumuláció (m ³)	23600	64900
Erózió (m ³)	-16700	-1100
Nettó változás (m ³)	6900	63800
Abszolút változás (m ³)	40300	66000
Medertalpmagasság változás (m)	0,03	0,3

A meder magassága közel 30 cm-rel növekedett meg a kezdeti időponthoz képest. A területen átmozgatott anyag mennyisége 40 000 és 66 000 m³-re adódott. Ha ezeket az adatokat szintén normalizáljuk az 1 fkm-es hosszra, akkor 28 000 és 47 000 m³/fkm adódik (68. ábra), ami átlagban magasabb, mint a lippai, aradi és pécskai mintaterület, s közelít az apátfalvi értékekhez különösen az utolsó két mérés közötti abszolút mozgatás esetében.



68. ábra: Az összes, vizsgált mintaterület normalizált, abszolút mennyiségű mederanyag változása.

Az eredmények alapján a sajtényi mintaterület a 63. ábrán az akkumulációs zóna elején helyezhető el. A folyószakaszon, csakúgy, mint Apátfalva esetében egy dinamikusabb változás valószínűsíthető. A főként finomabb szemcséből álló hordalékot a folyó kisebb vízállások esetén is tudja mozgatni, emellett pedig a felsőbb területről már itt is jelentősebb mennyiségű hordalék érkezik, melynek egyik termelési helye lehet az előzőekben megállapított Pécska alatti kanyarulatok. Azonban a jelentősebb hordalékmozgatás végett nemcsak itt, hanem más területeken is jelentősebb erózió valószínűsíthető a pécskai és apátfalvi mintaterületek között.

A mederanyag-egyenlegek hossz-szelvény menti vizsgálata alapján megállapítható, hogy az egy folyamkilométerre eső anyagmozgatás a lippai mintaterület mellett a legkisebb, ezt követi az aradi és a pécskai folyószakasz ahol nagyobb, de hasonló az átmozgatott anyag mennyisége, majd a sajtyéni és a legnagyobb az apátfalvi mintaterületen jellemző. Az adatok vizsgálata és az előző fejezet eredményei alapján a lippai mintaterület esetében főként akkumuláció történt, azonban ez a hordaléktöbblet az aradi és a pécskai mintaterület esetében már átvált erózióra. Ez alapján valószínűsíthető, hogy az Arad felett történő kavics- és homokkitermelés jelentős befolyással lehet a mederanyag-egyenlegre az alatta tapasztalt jelentősebb eróziós tevékenységek végett. A megnövekedett munkavégzőképesség hatására történő erózió a Pécska alatti folyószakaszon is folytatódik az ott található kanyarulatok aktív vándorlásából kifolyólag, ahol szintén jelentős a hordaléktermelés. Ez a nagyobb mennyiség a síksági szakasz alsó részén akkumulálódik újra, s egyben dinamikus, ciklikus változást alakítva ki a folyó mederanyag-egyenleg változásában, melyet követ a morfológiai változás is. Azonban mivel a felsőbb szakaszokon jóval kisebb az átmozgatott mederanyag mennyisége, mint az alsóbb szakaszokon, így a síksági szakasz középső részén tovább folytatódhat az erózió, melyet részben a felsőbb szakaszon lévő nagymértékű kavics- és homokkitermelés is okozhat. Ha a folyó a jövőben nem tud elegendő hordalékot termelni a síksági szakasz középső és felső részéről, úgy az alsóbb szakaszokon is csökkenhet a területre érkező, és ott áthaladó hordalék mennyisége, ami megváltoztathatja a jelenlegi folyamatokat, éppen ezért fontos lehet a területek további monitoring vizsgálata, az esetlegesen bekövetkező változások nyomon követése.

6. Eredmények összefoglalása, következtetések

A kutatásom során hosszabb és rövidebb időtávban is vizsgáltam a Maros folyó síksági szakaszán a morfológiai és mederanyag-egyenleg változásokat. A hosszabb távú változások elemzése a folyó teljes síksági szakaszán történt, melynek során a szabályozások utáni időszakban bekövetkező átlagszélesség és középvonal hosszának változását határoztam meg, melyre jelentős hatással lehetnek az antropogén beavatkozások és az ezek által kiváltott szemi antropogén folyamatok. A hidromorfológiai változások vizsgálata 5 kisebb mintaterületen történt meg (Lippa, Pécska, Arad, Sajtány, Apátfalva). A mérési területek a folyó Mondorlak (Mândruloc) és Csicsér (Cicir) közötti, bányászat által leginkább érintett szakaszához igazodtak. A felmérések célja a területeken változó mederanyag-egyenleg meghatározása, illetve a mintaterületek morfológiai változásának vizsgálata, valamint az egyes mintaterületek hossz-szelvény menti összehasonlítása, a hordalék-kitermelés mederdinamikára gyakorolt hatásainak a feltárása. Az egyes vizsgálatok során meghatározott főbb eredményeket az 69. ábra tartalmazza összefoglalóan.

A hosszabb távú vizsgálatok során a középvonal változásait a 69/A,B,C,D. ábra tartalmazza ahol az egyes időpontok közötti hosszúságváltozás mértéke és iránya van ábrázolva, minden egyes szektorban 6 kategóriára bontva. A szélességváltozás esetében az adatokat a 69/E,F,G. ábra tartalmazza ahol, szintén 6 kategóriában van ábrázolva a változás nagysága és iránya. A változások mértéke esetében itt azonban nem a pontos érték szerepel, hanem az egyes időpontok közötti, teljes síksági szakasz átlagszélesség változásától való eltérés. Az adatokat így kevésbé befolyásolja az egyes térképek pontossága, a fő tendenciák, illetve azok nagyságrendjének átlagtól való eltérése jelenik meg.

Az eredményekből megállapítható, hogy a legjelentősebb középvonal növekedés a Pécska alatti kanyarulatok mentén tapasztalható, ahol a folyó nem fogadta el az átvágásokkal kialakított futásirányt, újra meanderezővé vált és folyamatosan fejlődik. A kezdeti hossza a vizsgálati időszak végére közel 16 %-kal nőtt a folyószakaszon. Emellett a középvonal hossza a torkolati, a lippai, és a mondorlaki kanyarulatok mentén nőtt jelentősebben (+200 – +600 m/szektor). Az első két esetben természetes folyamatnak tekinthető a változás, míg az utóbbi esetben főként a bányászati tevékenység járulhatott hozzá a gyorsabb fejlődéshez a partok gyengítésével, anyaguk elhordásával.

A középvonal hosszának jelentősebb csökkenése csak rövidebb, lokálisabb folyószakaszon volt jellemző, mely legtöbbször egy-egy kanyarulat átvágásához kapcsolódik (~500 m-es csökkenés).

1910 és 2006 között a középvonal hossza folyamatosan nőtt a teljes síksági szakaszon, a kezdeti 164,8 km-ről 174,5 km-re, ami közel 6 %-os növekedést jelent. A változás főként a kanyarulatok aktív fejlődéséből adódik, melynek mértéke meghaladta a mesterséges rövidítésekből, átvágásokból adódó rövidülést.

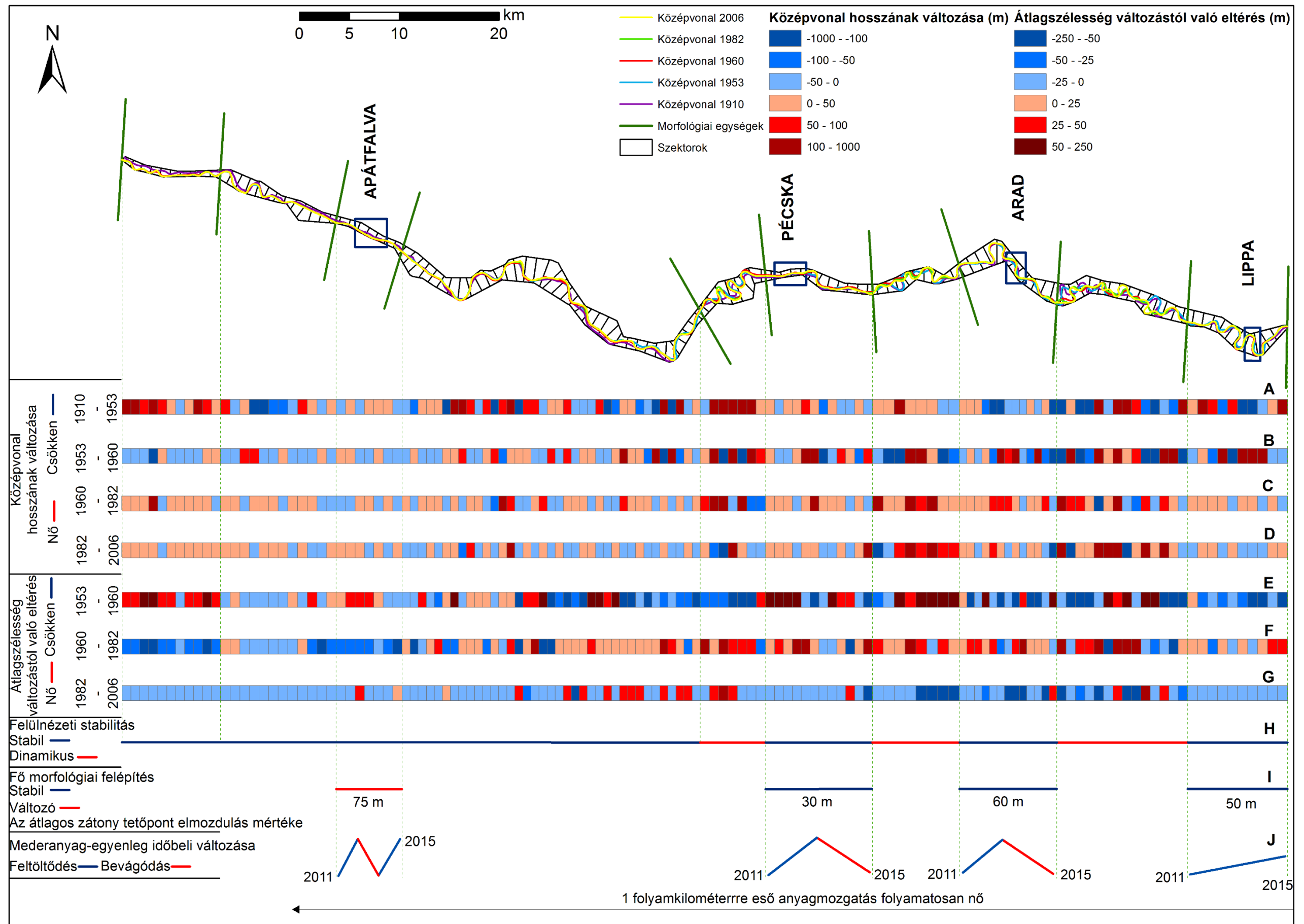
A síksági szakasz átlagszélesség változásának tekintetében a legjelentősebb növekedés a Pécska és Arad alatti szakaszon, valamint a Mondorlak környéki szektorokban történt. A szélességnövekedés a kanyarulatok aktív fejlődéséből, illetve a partok anyagának kitermeléséből adódott. Az egyes szektorok szélességnövekedése átlagosan 200 %-kal meghaladja a teljes síksági szakasz átlagos változásának mértékét.

Az átlagszélesség csökkenése főként a síksági szakasz magyarországi, valamint a határmenti morfológiai egységben történt, ahol a változás mértéke átlagosan 80 %-kal nagyobb, mint a teljes síksági folyószakaszé. További szűkülés történt a vizsgálati időszak végén a Mondorlaki morfológiai egységben, ami adódhat a csökkenő kavics- és homokkitermelésből.

A kezdeti 1953-as térképekhez képest 2006-ra szinte a teljes szakaszon az átlagszélességek csökkenése figyelhető meg, átlagosan 18 %-kal. A szélesség növekedése csak kisebb szakaszokon, mint a Sajtény alatti, a Pécskai, valamint a bányászati tevékenység által módosított folyószakaszok mentén figyelhető meg.

A középvonal és az átlagszélességek változásának mértéke alapján a síksági szakasz kevésbé módosuló, stabilabb szektorainak tekinthető a teljes magyarországi szakasz, a határmenti terület, valamint Romániában a határ feletti és a Pécska feletti morfológiai egység (69/H. ábra). Nagyobb mértékben, dinamikusan változó szektoroknak a Pécska alatti meanderező, valamint az Arad feletti és alatti folyószakasz adódott, illetve Sajtény környékén egyes szektorok.

A jelenlegi tendenciák alapján a jövőben is tovább folytatódhat az átlagszélességek csökkenése, illetve a középvonal hosszának a növekedése, mely főként a kanyarulat-átvágások után újra meanderezővé válásból adódik, azonban az egyes folyamatokat sebességét jelentősen befolyásolja az antropogén beavatkozás. A kavics- és homokkitermelés által lecsökkentett mederanyag-mennyiség hatására, a laterális erózió végett a kanyarulatok aktív fejlődése gyorsul.



69. ábra: A hosszú- és rövid távú morfológia és meder-anyag egyenleg változások vizsgálatának főbb eredményei a Maros síksági szakaszán.

Az egyes mintaterületek egy-egy reprezentatív szakaszának kétszeri felmérésével meghatároztam a mérésből és kiértékelésből származó bizonytalanság mértékét. Ennek nagysága az összes mintaterületet figyelembe véve $2300 \text{ m}^3/\text{fkm}$ -nek adódott. Azaz minimum ekkora bizonytalansággal kell számolni az egyes felmérések esetén.

A Lippa melletti mintaterület adataiból megfigyelhető, hogy a terület morfológiai felépítése stabilnak tekinthető (69/I. ábra), a zátonyok mérete csak kismértékben változik, s az egyes változások is periodikus jellegűek. A mintaterületek közül Lippánál az egyik legkisebb a mederanyag-egyenleg ingadozása (átlag $29\,000 \text{ m}^3$). Ennek oka lehet, hogy a területen található mederpáncélt a folyó kevésbé tudja megbontani egy kisebb árhullám idején, emellett valószínűsíthetően kevesebb hordalék érkezik a felsőbb területekről, mint a többi mintaterület esetében. A nagyvizes időszakban történt felmérés esetén általában hordaléktöbblet, míg kisvizes időszakokban inkább a mederanyag elhordás a jellemző.

Az aradi folyószakaszon már nagyobb változások történtek az egyes időpontok között, azonban a fő morfológiai felépítése a folyószakasznak közel állandó (69/I. ábra). A zátonyok összterülete periodikusan folyamatosan változott. Az aradi mintaterületen a lippainál nagyobb mértékű a mederanyag mennyiség változása (átlag $49\,000 \text{ m}^3$). Az adatokból megfigyelhető, hogy az első két évben tapasztalt mederanyag-egyenleg többlet folyamatos csökkenésre vált át, akár kisvizes, akár nagyvizes mérésről van szó (69/J. ábra). A csökkenés valószínűsíthető oka a felsőbb szakaszból érkező kevesebb hordalék, melynek hatására a folyó a területet erodálja. A mederanyag csökkenését részben okozhatja, hogy a vizsgált időszakban jelentősebb mederformáló, ezáltal nagyobb hordalék-szállítási kapacitással rendelkező árhullám nem volt, így mederpáncél alakulhat ki. Emellett pedig fontos tényező lehet az Arad felett folyamatosan zajló homok- és kavicskitermelés a mederből, melynek hatására szintén lecsökken a folyóban a szállított hordalék mennyisége, így nő az eróziós potenciál. Ezt a változást mutathatja meg a már említett, Lippától ellentétes mederanyag-háztartás, ugyanis nagyvizes időszakokban nem az akkumuláció, hanem az erózió jellemző.

A pécskai mintaterület adatait vizsgálva szintén megállapítható, hogy a terület morfológiai felépítése stabil (69/I. ábra). A folyószakasz bal partja mellett a sodorvonal, míg a jobb part mellett oldalzátonyok találhatók. A pécskai folyószakasz átmozgatott mederanyag mennyisége hasonló, mint a lippai mintaterület esetében (átlag $29\,000 \text{ m}^3$). Emellett a vizsgálati időszak második felében hasonló változásokat tapasztalhatunk, mint Arad mellett: a kezdeti periodikusabb változásokat felváltja egy folyamatos erózió, amit mutat a morfológia és a keresztzelvények átlagmagasságának a változása is (69/J. ábra). Azonban jelentősebb különbség az eddigi mintaterületekhez képest, hogy itt a folyó már nemcsak a területre érkező hordalékot mozgatja át, hanem mederpáncél hiányában a sodorvonal mentén is megbontja a

medret, ami bevágódáshoz vezet. Ennek valószínűsíthető oka, hogy a hordalék itt már finomabb szemcseméretű, mint Aradnál, vagy Lippánál. Jelentősebb, mederkitöltő árhullám nélkül a jövőben is további erózió valószínűsíthető.

Az Apátfalva mellett található mintaterület jóval változékonyabb, mint az összes többi. A vizsgált folyószakaszok közül itt történtek a legnagyobb morfológiai változások (69/I. ábra). A területen található oldalzátónyok folyamatos előrenyomulása figyelhető meg a teljes vizsgálati időszakban. A zátonyok folyamatos mozgásával és áthelyeződésével, a sodorvonal futása is folyamatosan változik. A területen végbemenő morfológiai változásokat követve az átmozgatott mederanyag mennyisége is jelentős (átlag $63\,000\text{ m}^3$). A kisvízes időszakokban, valamint árhullámot követő mérés után akkumuláció, míg árhullámot követő kisvízes mérésig általában erózió mutatható ki. Egymást követő árhullámok idején hol az erózió, hol az akkumuláció kerül túlsúlyba, azonban az átlagos változás összességében közel azonos értéket mutat. A változások azonban ciklikus jelleget mutatnak, tehát erózió után általában az akkumuláció következik. Ezt a folyamatot segítheti, hogy a folyószakaszon jellemző finomabb szemcsés hordalékot a folyó akár kisebb árhullámok idején is tudja mozgatni, emellett pedig megfelelő mennyiségű hordalék érkezik a felsőbb területekről.

A mederdinamika hossz-szelvény menti változását megvizsgálva megállapítható, hogy a lippai, aradi és a pécskai folyószakaszra is a folytonos változás a jellemző, s ez a változás folyamatosan nő az idő előrehaladtával, melyre nincs befolyással a különböző hidrológiai állapotok összevetése. A változások iránya és nagysága alapján minden folyószakaszon kisebb mértékű bevágódást vagy feltöltődést mutat. Ez a morfológiai és mederanyag-egyenlegek alapján Lippán inkább feltöltődést, míg Pécskán és Aradon ezzel ellentétesen bevágódást jelöl (69/J. ábra). Az apátfalvi mintaterületen ciklikus átrendeződés figyelhető meg az abszolút mederanyag-egyenleg mozgatás vizsgálatával (69/J. ábra), melyre így a dinamikus egyensúly a jellemző. A maximális átrendeződés időszaka 18 hónapra tehető, ami a jelentősebb mederformáló vizek visszatérési idejét jelöli. Az átalakulás és visszatérés, tehát egy ciklus átlagos időtartama 38-40 hónapra tehető.

Az abszolút mederanyag-egyenleg mozgatás hossz-szelvény menti vizsgálata alapján megállapítható, hogy az 1 fkm-re eső anyagmozgatás Lippánál a legkisebb ($\sim 15\,000\text{ m}^3$), ezt követi az aradi és a pécskai ($\sim 25\,000\text{ m}^3$), majd a sajtyényi ($\sim 38\,000\text{ m}^3$), míg a legnagyobb az apátfalvi mintaterületen ($\sim 65\,000\text{ m}^3$) jellemző. Az adatok vizsgálata és a morfológiai változások alapján a lippai mintaterület esetében főként akkumuláció történt, azonban ez az aradi és a pécskai mintaterület esetében már átvált erózióra. Így valószínűsíthető, hogy az Arad felett történő kavics- és homokkitermelés jelentős befolyással lehet a mederanyag-egyenlegre az alatta tapasztalt jelentősebb eróziós tevékenység által, melynek során gyorsul a

kanyarulatfejlődés (pl: Pécska alatt). Ez a síksági szakasz alsó részén növeli a hordalékmennyiséget, s egyben dinamikus, ciklikus változást alakítva ki a folyó mederanyag-egyenleg változásában, melyet követ a morfológiai változás is.

A rövid távú hidromorfológiai vizsgálatok eredményei alapján a jövőben a lippai folyószakasz hasonló fejlődése valószínűsíthető. Az aradi és pécskai mintaterületeket azonban jelentősen módosíthatja a kitermelés. A síksági szakasz középső területein tovább folytatódhat a vizsgálati időszak második felében Arad és Pécska mellett tapasztalt erózió, melyet a felsőbb szakaszon lévő nagymértékű kavics- és homokkitermelés tovább erősíthet. Ha a folyó a jövőben nem tud elegendő hordalékot termelni a síksági szakasz középső és felső részéről, úgy az alsóbb szakaszokon is csökkenhet a területre érkező, és ott áthaladó hordalék mennyisége, ami megváltoztathatja a jelenlegi dinamikus egyensúlyt. Ezért fontos lehet a területek további monitoring vizsgálata, az esetlegesen bekövetkező változások nyomon követése, ami a kutatás során kidolgozott mérési eljárás és adatfeldolgozás segítségével megvalósítható.

7. Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek dr. Sipos Györgynek segítségéért, tanácsaiért és kifogyhatatlan türelméért, amellyel igazgatta munkámat.

Köszönettel tartozom az ATIVIZIG dolgozóinak, Seres Tibornak és Fiala Károlynak, hogy segítséget nyújtottak munkám során, illetve rendelkezésemre bocsátották a dolgozat elkészítéséhez nélkülözhetetlen adatokat.

Továbbá köszönet illeti a Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék munkatársait, ötleteikért és önzetlen segítségnyújtásukért, valamint a Tanszék Phd és egyetemi hallgatóit a mérések, illetve feldolgozások során nyújtott segítségeikért, közülük kiemelném: Pálovits Gyulát, Katona Orsolyát, Juhász Leventét. Külön köszönöm Tóth Orsolyának az önzetlen baráti és szakmai segítséget.

Végül, de nem utolsó sorban, köszönöm Feleségemnek, Családomnak és Barátaimnak az évek során nyújtott sok-sok szeretetet, megértést és türelmet.

8. Irodalomjegyzék

- Andó M.** 2002. A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. Szegedi Tudományegyetem Természetföldrajzi Tanszék, Szeged, 89 -105.
- Ashworth P.J.** 1996. Mid-channel bar growth and its relationship to local flow strength and direction. *Earth Surface Processes* 21, 103-123.
- Ashworth P.J., Best J.L., Roden J.E., Bristow C.S., Klaassen G.J.** 2000. Morphological evolution and dynamics of a large sand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh. *Sedimentology* 47, 533-555
- Balachandar R., Reddy H.P.** 2011. Bed Forms and Flow Mechanisms Associated with Dunes, in Bhuiyan F. *Sediment: Transport - Flow and Morphological Processes*, InTech, Chapters published
- Balogh K.** 1991. A vízfolyások szállító és lerakó tevékenysége. In: Balogh K. (ed.). *Szedimentológia I. kötet*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 131-190
- Bangen S.G., Wheaton J.M., Bouwes N., Bouwes B., Jordan C.** 2014 A methodological intercomparison of topographic survey techniques for characterizing wadeable streams and rivers. *Geomorphology* 206, 343-361.
- Barsi Á., Detrekői Á., Lovas T., Tóvári D.** 2003. Adatgyűjtés légi lézertapogatással, *Geodézia és Kartográfia*, Budapest, Vol. LV, No. 7, pp.10-17.
- Best J.L., Ashworth P.J., Bristow C.S., Roden J.** 2003. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, midchannel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research* 73, 516-530.
- Batalla R.J., Gomez C.M., Kondolf G.M.** 2004 Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology* 290. 117–136.
- Blanka V.** 2010. Kanyarulatfejlődés dinamikájának vizsgálata természeti és antropogén hatások tükrében. Doktori (PhD) Értekezés, Földtudományok Doktori Iskola, Szeged.
- Blanka V., Sipos Gy., Kiss T.** 2006. Kanyarulatképződés tér- és időbeli változása a Maros magyarországi szakaszán. III. Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadványa MTA-FKI, Budapest
- Blott S.J., Pye K., van der Wal D., Neal A.** 2006. Long-term morphological change and its causes in the Mersey Estuary, NW England, *Geomorphology* 81, 185-206.
- Boga L., Nováky B. (szerk.)** 1986. Magyarország vizeinek műszaki-hidrológiai jellemzése. A felszíni vízkészlet mutatói: Maros. Vízgazdálkodási Intézet, Budapest.
- Bogárdi J.** 1971. Vízfolyások Hordalékszállítása. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Bouwer L.M., Bubeck P., Wagtenonk A.J., Aerts J.C.J.H.** 2008. Inundation scenario development for damage evaluation in polder areas, *Flood Risk Management: Research And Practice – Samuels et al. (szerk.)* 2009 Taylor & Francis Group, London, 317-323.
- Bódis K.** 2008. Digitális domborzatmodellek és alkalmazási lehetőségeik az árvízi kockázatkezelésben. Doktori értekezés. Természeti Földrajzi és Geoinformatikai tanszék, Szeged.
- Brandt S.A.** 2000 Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena* 40. 375–401.
- Bridge J.S.** 2003. *Rivers and Floodplain: Form, Processes, and Sedimentary Record*, Blackwell Science Ltd, Oxford
- Bridge J., Demicco R.** 2008. *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. Cambridge University Press, Cambridge
- Brierley G.J., Fryirs K.A.** 2005. *Geomorphology and river management, Applications of the river styles framework*, Blackwell publishing, Malden, UK
- Brown A.G.,** 1997. *Alluvial geoarcheology, Floodplain archaeology and enviromental change*, Cambridge university press
- Brunton, D.A., Bryan R.B.** 2000. Rill network development and sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms* 25. 783-800.
- Burrough P.A., McDonell R.A.** 1998. *Principles of Geographical Information Systems (Spatial Information Systems)*. Oxford University Press, New York.
- Chapuis M., Dufour S., Provansal M., Couvert B., de Linares M.** 2015. Coupling channel evolution monitoring and RFID tracking in a large, wandering, gravel-bed river: Insights into sediment routing on geomorphic continuity through a riffle-pool sequence. *Geomorphology* 231 258-269.
- Charlton R.** 2007. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*, Taylor & Francis.
- Church M., Jones D.** 1982. Channel bars in gravel-bed rivers. In: *Gravel-bed rivers*. R.D. Hey, J.C. Bathurst, and C.R. Thorne (editors). John Wiley and Sons, Chichester, U.K. Wiley, Chichester, U.K., pp. 291–324.

- Csoma J.** 1966 A vízfolyások által szállított görgetett hordalék mennyiségének meghatározása. Hidrológiai Közlöny 1966/2. 49-51.
- Csoma J.** 1975. A Maros hidrográfiaja. Vízrajzi Atlasz Sorozat 19 Maros. VITUKI, Budapest; 4–12.
- Daniels D.J.**, 2004. Ground penetrating radar, Published by: The Institution of Electrical Engineers, London, United Kingdom
- Dávid L.** 2006. Az építőipari és egyéb ásványi nyersanyagok bányászatának geomorfológiai problémái In: Szabó J. – Dávid L. (szerk.) Antropogén geomorfológia. Debreceni Egyetem Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen 126-143.
- Dávid L., Ilyés Z., Baros Z.** 2006. A közlekedés és az ipar okozta geomorfológiai problémák áttekintése In: Szabó J. – Dávid L. (szerk.) Antropogén geomorfológia. Debreceni Egyetem Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen 202-230.
- Detrekői Á.** 1991 Kiegyenlítő számítások, Tankönyvkiadó, Budapest.
- Detrekői Á., Szabó Gy.** 1995 Bevezetés a térinformatikába, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest.
- Dollar E.S.J.** 2002. Progress reports: Fluvial geomorphology. Progress in Physical Geography 26/1: 123–143.
- Downs P.W., Gregory K.J.** 2004. River channel management: towards sustainable Catchment Hydrosystems. Arnold, London.
- Drahoš D., Kis K., Meskó A., Salát P.** 1987. Bevezetés a gyakorlati geofizikába. 4. rész, Szeizmikus kutatási módszerek. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Dunne, T., Leopold L.B.** 1978. Water in Environmental Planning. W.H. Freeman and Company, New York.
- Eilertsen S.R., Hansen L.** 2008. Morphology of river bed scours on a delta plain revealed by interferometric sonar, In: *Geomorphology* 94, 58-68.
- Einsele G.** 1992. Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget, Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- Erdősi F.** 1987 A társadalom hatása a felszínre, a vizekre és az éghajlatra a Mecsek tágabb környezetében, Budapest
- Fels E.** 1976 Die Umgestaltung der Erde durch den Menschen Paderborn
- Fergus T.** 1997 Geomorphological response of a river regulated for hydropower: River Fortun, Norway. Regulated Rivers: Research & Management. 13. 449-461.
- Fiala K., Sipos Gy., Kiss T.** 2006. Szabályozások hatására bekövetkező morfológiai változások a Tisza és a Maros alsó szakaszán. In Kiss A. – Mezősi G. – Sümei Z. (szerk.): Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére. 203-213.
- Fiala K., Sipos Gy., Kiss T., Lázár M.** 2007. Morfológiai változások és a vízvezető-képesség alakulása a Tisza algyőí és a Maros makói szelvényében a 2000. évi árvíz kapcsán. Hidrológiai Közlöny, 87/5, 37–46.
- Fonstad A.M., Andrew W.M.** 2005. Remote sensing of stream depths with hydraulically assisted bathymetry (HAB) models In: *Geomorphology* 72, 320-339.
- Fryirs K.A., Brierley G.J., Preston J.N., Kasai M.** 2007. Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades, In: *Geomorphology* 70, 49-67.
- Grant G.E., Swanson F.J., Wolman M.G.** 1990. Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, western Cascades, Oregon. Geological Society of America Bulletin 102, 340-352.
- Gregory KJ, Park C.** 1974. Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir. Water Resources Research 10. 870–873.
- Galat D.L., Lipkin R.** 2000 Restoring ecological integrity of great rivers: historical hydrographs aid in defining reference conditions for the Missouri River. Hydrobiologia 422/423. 29–48.
- Goda L., Krikovszky S.** 2002. Mozgóhajós vízhozammérés ADCP mérőberendezéssel
- Gómez A.E., Cuadrado D.G., Pierini J.O.** 2010. Sand transport on an estuarine submarine dune field. In: *Geomorphology* 121, 257-265
- Goudie A.S.** 1990 Geomorphological Techniques. Routledge
- Harvey A.** 2007. Geomorphic instability and change – Introduction: Implications of temporal and spatial scales. *Geomorphology* 84, 53-158.
- Hassan M.A., Ergenzinger P.** 2000. Use of tracers in Fluvial Geomorphology. in: Kondolf GM, and Piegay H. (szerk): Tools in fluvial geomorphology. Wiley and Sons, Chichester, 397-425.
- Helley E.J., Smith W.** 1971. Development and Calibration of a Pressure-Difference Bedload Sampler, US Geological Survey Water Resources Division Open-File Report

- Hicks D.M., Gomez B.** 2003. Sediment transport, in: Kondolf GM, and Piegay H. (szerk): Tools in fluvial geomorphology. Wiley and Sons, Chichester, 425-461.
- Hooke J.M.** 1997. Styles of Channel Change. In: Thorne CR, Hey RD, Newson MD (Eds.) Applied Fluvial Geomorphology for Engineering and Management. Wiley, Chichester. 237-268.
- Hudson N.W.** 1985. Soil Conservation 3rd Edition. Batsford London.
- Hugue F., Lapointe M., Eaton B.C., Lepoutre A.** 2016. Satellite-based remote sensing of running water habitats at large riverscape scales: Tools to analyze habitat heterogeneity for river ecosystem management. 253 353-369.
- Hutchinson M.F., Gallant J.C.** 1999 Representation of terrain. In: Longley P.A., Goodchild M.F., Maguire D.J., Rhind D.W. (szerk.), Geographical Information Systems: Principles and Technical Issues. Wiley, New York 105-124.
- Iseya F., Ikeda H.** 1987. Pulsations in bedload transport rates induced by a longitudinal sediment sorting: A flume study using sand and gravel mixtures. Geografiska Annaler 69, A-1, 15-27.
- Jol H.M.** 2009. Ground penetrating radar theory and applications, Elsevier Science Radarweg 29, PO Box 211, 1000 AE Amsterdam, The Netherlands, printed in Slovenia
- Jordán Gy.** 2007. Digital Terrain Analysis in a GIS environment, In: Peckham R., Jordan Gy. (szerk.) Digital elevation modelling. Development and applications in a policy support environment. 1-43.
- Katona O.** 2014. Fluviális formák és folyamatok vizsgálata a síksági Maros egykori és jelenlegi futása mentén, Doktori (Ph.D.) értekezés, Földtudományok Doktori Iskola, Szeged.
- Karancsi Z.** 2002. Természetes és antropogén eredetű környezetváltozás a Medves-térség területén, Doktori értekezés. Természeti Földrajzi és Geoinformatikai tanszék, Szeged.
- Karancsi Z.** 2006. Az erdőirtás geomorfológiai hatásai In: Szabó J. – Dávid L. (szerk.) Antropogén geomorfológia. Debreceni Egyetem Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen 105-124.
- Károlyi Z.** 1947 Kísérletek a hordalékfogóval. Vízügyi Közi. 29/1-4. 100-109.
- Kádár L.** 1969 Specific types of fluvial landforms related to the different manners of loadtransport. Acta Geographica Debrecina 8-9, 115-178.
- Kerekes Zs.** 2009. Morfológia és hordalékkegyenleg vizsgálata geoinformatikai módszerekkel a Maros apátfalvi szakaszán. Diplomamunka, Természeti és Geoinformatikai Tanszék, Szeged.
- Kerényi A.** 1991. Talajerózió – térképezés, laboratóriumi és szabadföldi kísérletek. Akadémiai kiadó, Budapest
- Kerényi A.** 2006. Az ember beavatkozása a természetföldrajzi környezetbe és annak geomorfológiai következményei In: Szabó J. – Dávid L. (szerk.) Antropogén geomorfológia. Debreceni Egyetem Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen 19-30.
- Kertész Á.** 1991. Természetföldrajzi modellezés, A digitális domborzatmodellezés, In: Mezősi G. (szerk.) A mikroszámítógépes módszerek használata a természetföldrajzban, JATE jegyzet, Szeged
- Kirkby M.J.** 1969 Infiltration, throughflow and overland flow and erosion by water on hillslopes. In: Chorley R.J. (szerk.) Water, Earth and Man, Methuen, London 215-238.
- Kiss T.** 2014 Fluviális folyamatok antropogén hatásra megváltozó dinamikája: egyensúly és érzékenység vizsgálata folyóvízi környezetben Akadémiai doktori értekezés, Szeged
- Kiss T., Blanka V.** 2006. Kanyarulatfejlődés vizsgálata a Maros alsó szakaszán. Hidrológiai Közlöny 86/4, 19-22.
- Kiss T., Sipos Gy** 2007. Braid-scale geometry changes in a sand-bedded river: Significance of low stages. Geomorphology 84, 209-221.
- Kiss T., Fiala K., Sipos Gy.** 2008. A terepi hordalékhozam-mérő eszközök és módszerek, I. (Hagyományos eszközök és a hazai gyakorlat). Hidrológiai közlöny 88, 58-61.
- Knighton A.D.** 1987. River channel adjustment – the downstream dimension. In River channels: environment and process, Richards KS (ed.). Blackwell, Oxford; 95–128.
- Knighton A.D.** 1998. Fluvial Form and Processes, a new perspective. Arnold, London.
- Kostaschuk R., Best J., Villard P., Peakall J., Franklin M.** 2005. Measuring flow velocity and sediment transport with an acoustic Doppler current profiler. In: Geomorphology 68: 25-37.
- Kraus K.** 2003. LaserScanDTMs for Modeling Flood Risk Areas. In: D. Fritsch (szerk.) Photogrammetric Week 2003. Stuttgart.
- Konecsny K.** 2000 Az országhatáron túli tájtalakítás hatása az Alföld vízviszonyaira. In Pálfai I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. Békéscsaba 27-45.

- Kondolf G.M.** 1997 Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management* 21/4. 533-551.
- Kovács B., Szanyi J.** 2005. Hidrodinamikai és transzportmodellezés II. (Processing Modflow és Surfer for Windows környezetben), Szegedi Tudományegyetem – Miskolci Egyetem – GÁMA-GEO, Szeged-Miskolc.
- Kvassay J.** 1902. A szabályozások hatása a folyók vízjárására Magyarországon. *Vízügyi Közlemények* 15, 7-27.
- Laczay I.** 1975a. A Maros vízgyűjtője és vízrendszere. *Vízrajzi Atlasz sorozat* 19. Maros. VITUKI, Budapest. 4-6.
- Laczay I.** 1975b. A Maros szabályozása és kanyarulati viszonyai. *Vízrajzi Atlasz sorozat* 19. Maros. VITUKI, Budapest. 20-23.
- Lange A.F., Gilbert C.** 1999. Using GPS for GIS data capture In: Longley P.A., Goodchild M.F., Maguire D.J., Rhind D.W. (szerk.), *Geographical Information Systems: Principles and Technical Issues*. Wiley, New York 467-476.
- Leopold L.B., Bull W.B.** 1979 Base Level, Aggradation and Grade, in *American Philosophical Society Proceedings*, 123/3 68-202.
- Leopold L.B., Emmett W.W.** 1976 Bedload measurements, East Fork River, Wyoming *Proceedings of The National Academy of Sciences*, Vol. 73, No. 4, 1000-1004.
- Leopold L.B., Wolman M.G.** 1957. River channel patterns: braided, meandering, and straight. *US Geological Survey Professional Paper* 282-B. US Government Printing Office, Washington.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P.** 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Francisco.
- Li S.S., Millar R.G., Islam S.** 2008 Modelling gravel transport and morphology for the Fraser River Gravel Reach, British Columbia. *Geo-morphology* 95/3, 206-222
- Liu Z.** 2001. *Sediment Transport*. Aalborg University, Lecture Notes
- Lóki J.** 2006. A szántóföldi művelés és a kertgazdálkodás geomorfológiája In: Szabó J. – Dávid L. (szerk.) *Antropogén geomorfológia*. Debreceni Egyetem Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen 64-77.
- Lóczy D.** 2006. Az antropogén geomorfológia szerepe a környezetgazdálkodásban In: Szabó J. – Dávid L. (szerk.) *Antropogén geomorfológia*. Debreceni Egyetem Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen 31-46.
- Lóczy D.** 2011. A Kapos árterének hidromorfológiai és tájökölógiai értékelése. MTA doktori értekezés, Pécs.
- Lóczy D., Veress M.** 2005. *Geomorfológia I.: Földfelszíni folyamatok és formák*. Dialóg Campus kiadó, Budapest-Pécs.
- Magilligan F.J., Nislow K.H.** 2001 Long-term changes in regional hydrologic regime following impoundment in a humid-climate watershed. *Journal of American Water Resources Association* 37. 1551-1569.
- Magilligan F.J., Nislow K.H., Graber B.E.** 2003 A scale-independent assessment of discharge reduction and riparian dis-connectivity following flow regulation by dams. *Geology* 31. 569–572.
- Mark D.M.** 1978. Concepts of data structure for digital elevation models. *Proceedings, American Society of Photogrammetry, Digital Terrain Models Symposium*, St. Louis, Missouri, May 9-11, 24-31.
- Martín-Vide J.P., Ferrer-Boix C., Ollero A.** 2010. Incision due to gravel mining: Modeling a case study from the Gállego River, Spain, *Geomorphology* 117, 261-271.
- Mezősi G.** 1994. Adatgyűjtés, Mintavétel. In: Márkus B. (szerk.) *NCGIA Core Curriculum, I. Bevezetés a térinformatikába*, Technológiai Transzfer Centrum, Budapest.
- Mélykúti G.** 2007a. *Fotogrammetria*. BME, Építőmérnöki kar, Budapest
- Mélykúti G.** 2007b. *Topográfiai adatbázisok*. BME, Építőmérnöki kar, Budapest
- Milliman JD, Yun-Shan Q., Mei-E R., Satio Y.** 1987 Mans influence on the erosion and transport of sediment by Asian rivers: the Yellow River (Huanghe) example. *Journal of Geology* 95. 751-762.
- Mirijovsky J., Michalková M.S., Petyniak O., Mácka Z., Trizna M.** 2015. Spatiotemporal evolution of a unique preserved meandering system in Central Europe - The Morava River near Litovel. *Catena* 127 300-311.
- Molnár B.** 2007. A Maros folyó kialakulása és vízgyűjtő területének földtani felépítése In: *Hidrológiai Közöny* 87/2, 27-30.
- Morisawa M.** 1985. *Rivers: form and process*. Longman, London.
- Mucsi L.** 2004. *Műholdas távérzékelés*, Libellus Kiadó, Szeged.
- Murray A.B., Paola C.** 2003. Modelling the effect of vegetation on channel pattern in bedload rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 131–143.
- Neal A.**, 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress, *Earth-Science Reviews* 66 (2004) 261–330.
- Németh E.** 1959. *Hidrológia és hidrometria*. Tankönyvkiadó, Budapest.

- Orlando L., Marchesi E.** 2001. Georadar as a tool to identify and characterise solid waste dump deposits, *Journal of Applied Geophysics* 48, 163–174.
- Peucker T.K., Fowler R.J., Little J.J., Mark D.M.** 1978. The Triangulated Irregular Network, In: *Proceedings of the Digital Terrain Models (DTM) Symposium*, American Society of Photogrammetry. St. Louis Region, American Society of Photogrammetry. Committee of Computational Photogrammetry, American Congress on Surveying and Mapping, St Louis, Missouri, May 9-11, 24-31.
- Pitlick J., Wilcock P.R.** 2001 Relations between streamflow, sediment transport and aquatic habitat in regulated rivers. In: Dorava, J.M. –Montgomery, D.R. –Palcsak B.B. – Fitzpatrick, F.A. (szerk.): *Geomorphic Processes and Riverine Habitat, Water Science and Application 4*. American Geophysical Union, Washington. 185–198.
- Prónay Zs., Törös E.** 2001. Szonár mérések hidrogeológiai alkalmazásai, In: MHT XIX. Vándorgyűlés.
- Rakonczai J.** 2008 Globális környezeti kihívásaink. Universitas Szeged Kiadó, Szeged.
- Rákóczi L., Szekeres J.** 2003 A görgetett hordalék mintavétel felülvizsgálata víz alatti video segítségével. *Hidrológiai Közöny* 83/3. 151-156.
- RD Instruments** 1996. Acoustic Doppler Current Profiler Principles of Operation: A Practical Primer
- Reading H.G.** 2009. *Sediment Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Publishing
- Richards K.** 1982. *Rivers, form and process in alluvial channels*. Methuen, New York.
- Richardson W.R., Thorne C.R.** 2001. Multiple thread flow and channel bifurcation in a braided river: Brahmaputra–Jamuna River, Bangladesh. In: *Geomorphology* 38, 185-196.
- Richter B.D., Baumgartner J.V., Braun D.P., Powell J.** 1998 A spatial assessment of hydrologic alteration within a river network. *Regulated Rivers: Research & Management* 14. 329–340.
- Rózsa P.** 2006 Az ember felszínformáló tevékenységének mennyiségi és minőségi értékelése In: Szabó J. – Dávid L. (szerk.) *Antropogén geomorfológia*. Debreceni Egyetem Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen 291-313.
- Rowntree K.M., Dollar E.S.J.** 1999. Vegetation controls on channel stability in the Bell River, Eastern Cape, South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms* 24: 127–134.
- Rubey W.W.** 1952. *Geology and mineral resources of the Hardin and Brussels quadrangles (in Illionis)*. US Geological Survey Professional Paper 218.
- Sambrook Smith G.H., Ashworth P.J., Best J.L., Woodward J., Simpson C.J.** 2005. The morphology and facies of sandy braided rivers: some considerations of scale invariance. *Special Publication International Association of Sedimentology* 35, 145-158.
- Santos M.L., Stevaux J.C.** 2000. Facies and Architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper parana River, *Quaternary International* 72, 87-94.
- Sauchyn D.J.** 1999. *Fluvial landforms and Processes (Geography 323)*. Course outline University of Regina, Regina
- Sándor A.** 2011. A hullámtér feltöltődés folyamatának vizsgálata a Tisza középső és alsó szakaszán, Doktori értekezés. Természeti Földrajzi és Geoinformatikai tanszék, Szeged.
- Schumm S.A.** 1985. Patterns of Alluvial Rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13: 5–27.
- Schumm S.A., Lichty R.W.** 1965. Time, space and causality in geomorphology. *American Journal of Science* 263: 110–119.
- Schumm S.A.** 1977. *The fluvial system*. Wiley, New York.
- Simon A, Collison A.J.C.** 2002. Quantifying the mechanical and hydrologic effects of riparian vegetation on streambank stability. *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 527–546.
- Sipos Gy.** 2006. A meder dinamikájának vizsgálata a Maros Magyarországi szakaszán Doktori (PhD) Értekezés, Földtudományok Doktori Iskola, Szeged.
- Sipos Gy., Kiss T.** 2003. Szigetképződés és –fejlődés a Maros határszakaszán. *Vízügyi közlemények* LXXXV/3, 477-498.
- Sipos Gy., Kiss T.** 2008. Alluviális vízfolyások mederformálásának sebessége In: Kiss T., Mezősi G. (szerk.) *Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon*. Földrajzi Tanulmányok vol. 2. Szegedi Egyetemi Kiadó – Juhász Gyula Felsőoktatási Kiadó, Szeged
- Sipos Gy., Ilyés E., Kiss T.** 2008 A morfológia, a hidrológia és a növényzet hatása a szigetfejlődésre a Maros apátfalvi szakaszán, Magyar Földrajzi Konferencia, Debrecen.
- Sipos Gy., Právetz T., Katona O., A. Florina, F. Timofte, A. Onaca, Kiss T., Kovács F.** 2013. A folyamatosan változó Maros - Mureșul, un râu mereu în schimbare - The ever changing river. In *A Maros folyó*

- múltja, jelene, jövője, Szegedi Tudományegyetem Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged (FUTUMAR, ISBN 978-963-306-213-5)
- Sipos Gy., Blanka V., Mezősi G., Kiss T., van Leeuwen B.** 2014 Effect of climate change on the hydrological character of river Maros, Hungary-Romania. *Journal of Environmental Geography* 7 (1-2), 49-56.
- Slowik M.** 2010. Changes of river bed pattern and traces of anthropogenic intervention: The example of using GPR method (the Obra , western Poland), *Applied Geography* 31(2), 781-789.
- Sole A., Giosa L.** 2008. Laser scanning and flood risk models, EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU2008-A-02635.
- Somogyi S.** (szerk.) 2000. A XIX. századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai Magyarországon. MTA FKI, Budapest.
- Szabó G., Szabó Sz.** 2010. A Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) során nyert adatbázis pontosságának vizsgálata hazai mintaterületeken. *Geodézia és Kartográfia* 62 (3) 31-35.
- Szabó J.** 1998 A víz földrajza In: Borsy Zoltán 1998. Általános természetföldrajz. Nemzeti tankönyvkiadó, Budapest 124-250.
- Szabó J.** 2006. A vízgazdálkodás geomorfológiai vonatkozásai In: Szabó J. – Dávid L. (szerk.) Antropogén geomorfológia. Debreceni Egyetem Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen 168-190.
- Szatmári J.** (szerk.) 2008, Felszín- és domborzatmodellezés légi lézerletapogatással, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged.
- Sziebert J.** 2010. Folyók mederfelmérési módszerei és az adatok feldolgozása, In: XXVIII. ORSZÁGOS VÁNDORGYŰLÉS Sopron, 2010. július 7-9.
- Szombati D. Cs.** 2014Kavicsos és vegyes szemösszetételű folyók görgetett hordalékhozamának becslése Doppler elvű eljárással. Tudományos Diákköri Konferencia
- Tauro F., Porfiri M., Grimaldi S.** 2016. Surface flow measurements from drones. *Journal of Hydrology* 540 240-245.
- Taylor C.** 2002. Recognising channel and floodplain forms. Water and Rivers Commision, Report No. RR17
- Thorne C.R.** 1997. Channel types and morphological classification. In *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*, Thorne CR, Hey RD, Newson MD (eds). Wiley, Chichester; 175–222.
- Timár G., Telbisz T., Székely B.** 2003. Űrtechnológia a digitális domborzati modellezésben: az SRTM adatbázis, *Geodézia és Kartográfia* 55 (12) 11-15.
- Tiron L.J., Coz J.L., Provansal M., Panin N., Raccasi G., Dramais G., Dussouillez P.** 2009. Flow and sediment processes in a cutoff meander of the Danube Delta during episodic flooding. In: *Geomorphology* 106, 186-197.
- Topping D.J., Rubin D.M., Melis T.S.** 2007. Coupled changes in sand grain size and sand transport driven by changes in the upstream supply of sand in the Colorado River: Relative importance of changes in bed-sand grain size and bed-sand area, In: *Sedimentary Geology* 202, 538-561.
- Tóth Zs., Tóth T., Szafián P., Horváth A., Hámori Z., Dombrádi E., Fekete N., Volkhard S., Horváth F.** 2010. Szeizmikus kutatások a Balatonon. *Földtani Közöny* 140/4, 355-366.
- Török I.** 1977 A Maros folyó 0-51,33 fkm közötti szakasza általános szabályozási terve. Alsó-Tisza Vidéki Vízügyi Igazgatóság, Szeged.
- Urdea P., Sipos Gy., Kiss T., Onaca A.** 2012 A Maros. In: Sipos Gy. (szerk.) A Maros folyó múltja, jelene, jövője. Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged 9-32.
- Varga I.** 2003. Földméréstan I. Műszaki könyvkiadó, Budapest.
- West EA.** 1978. The Equilibrium of Natural Streams. University of East Anglia, Norwich.
- Williams G.P., Wolman M.G.** 1984. Downstream effects of dams on alluvial rivers. USGeological Survey Professional Paper, 1286.
- Willis C.M., Griggs G.B.,** 2003. Reductions in fluvial sediment discharge by coastal dams in California and implications for beach sustainability. *Journal of Geology* 111. 167-182.
- Wilson R.P.** 1986 Sonar Patterns of Colorado River Bed, Grand Canyon, In: *Proceedings of the Fourth Federal Interagency Sedimentation Conference, Las Vegas, Vol. II*, 5-133.
- Wise S.M.** 2000 Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours. *Hydrological Processes*. Vol. 14. Issue 11-12, 1909-1929.
- Wishart D., Warburton J., Bracken L.** 2008. Gravel extraction and planform change in a wandering gravel-bed river: The River Wear, Northern England, *Geomorphology* 94, 131-152.

- Xu J.** 1996: Underlying gravel layers in a large sand bed river and their influence on downstream-dam channel adjustment. *Geomorphology* 17. 351-359.
- Znamenskaya N.S.** 2001. Channel Processes and Factors Governing Them. *Water Resources* 28: 649–655.

Internetes forrás:

- Bartha Cs.** 2012 A műholdas helymeghatározás elve, és gyakorlati alkalmazása. <http://www.muszeroldal.hu/measurenotes/bartha.html>.
- Czímber K.** 2001. Geoinformatika III.8. Digitális fotogrammetria, Elektronikus jegyzet, <http://www.geo.u-szeged.hu/~joe/fotogrammetria/GeoInfo/index.htm>
- Sárközy F.** 1991. Térinformatika, BME, http://www.agt.bme.hu/tutor_h/terinfor/tbev.htm.

9. Summary, conclusions

In my research longer- and short-term changes in morphology and bed material budget were investigated on the lowland section of River Maros. The assessment of the longer-term changes was carried out for the entire lowland section. The changes of mean channel width and centerline length after the river regulation works were determined, which can be highly affected by the anthropogenic interventions and the resulted semi-anthropogenic processes. Hydromorphological surveys were carried out on 5 smaller study sections (at Lipova, Arad, Pecica, Seitin and Apátfalva). The surveyed areas were adjusted to the river section between Mândruloc and Cicir, mostly affected by in channel mining. The main objectives of the surveys were the determination of the changing bed material budget, the assessment of the morphological changes, the comparison of the study areas along a longitudinal section, furthermore the evaluation of the effects of sediment extraction on riverbed dynamics. The main results determined during the assessments were summarised in Figure 69.

The changes of the centerline, revealed by the longer-term assessments, are shown in Figure 69/A, B, C, D, where the rate and direction of the changes are demonstrated for all sectors according to 6 categories. The changes of mean channel width are represented on Figure 69/E, F, G, and the rate and direction of the changes are also shown according to 6 categories. However, in the second case not the exact change for a sector is indicated, but its deviation from the change in mean channel width for the entire lowland section in a given investigated period. In this way data are less affected by the accuracy of the applied maps, the main tendencies and the differences in their rate compared to the average can be outlined.

Based on the results it is concluded that the most significant increase in centerline length can be observed in case of the meanders downstream of Pecica, where the river did not follow the direction of the cutoffs. It started meandering and it has been continuously developing. For the end of the investigated period, section length increased by 16% here. Centerline length increased more significantly in case of meanders near the river mouth, at Lipova and Mondorlac (+200 - +600 m/sector). The change is due to natural reasons in the first two cases, however, in the latter one mostly the mining activity contributed to the more rapid development due to the weakening of river banks.

The more significant decrease of the centerline length was characteristic for only shorter river sections, mostly related to the cutoffs of the meanders (approximately 500 m decrease). Between 1910 and 2006 centerline length increased continuously on the whole lowland section. It has changed from 164.8 km to 174.5 km, which means an approximately 6%

increase. The main reason for the change is the active development of the meanders, the rate of which exceeded the shortening due to the anthropogenic cutoffs.

The increase of channel width on the lowland section of River Maros was the most significant in case of the sections downstream of Pecica and Arad, and in the sector near Mondorlac. The reasons for the changes are the active development of the meanders and the extraction of the bank material. The increase of some investigated sections exceeds the rate of change for the entire lowland section by 200% on average.

The decrease of the mean channel width was characteristic for the Hungarian and near-border morphological units of the lowland section, where the rate of change was 80% higher compared to the entire lowland section on average. Further channel narrowing occurred at Mondorlac morphological unit at the end of the investigation period due to the declining gravel and sand quarrying.

A 18% decrease of the mean channel width can be observed for the whole lowland section on average comparing the maps from 1953 and 2006. Increase occurred only on smaller river sections e.g. downstream of Seitin, at Pecica or at sections significantly modified by the mining activity.

Based on the rate of change in centerline and mean channel width, the entire Hungarian section, the border section, the near-border section in Romania and the morphological units upstream of Pecica can be considered more stable, characterised by slight changes (Figure 69/H). Dynamic sections, characterised by moderate changes, are the meandering section downstream of Pecica, the section upstream and downstream of Arad and some sectors near Seitin.

Based on the current tendencies, the decline of the channel width and the increase of the centerline length, mainly due to the meandering character after the cutoffs, can continue in the future. However, the speed of the processes can be influenced by anthropogenic activities. As a result of the decreased sediment amount due to gravel and sand quarrying, the active meander development is accelerated by the lateral erosion.

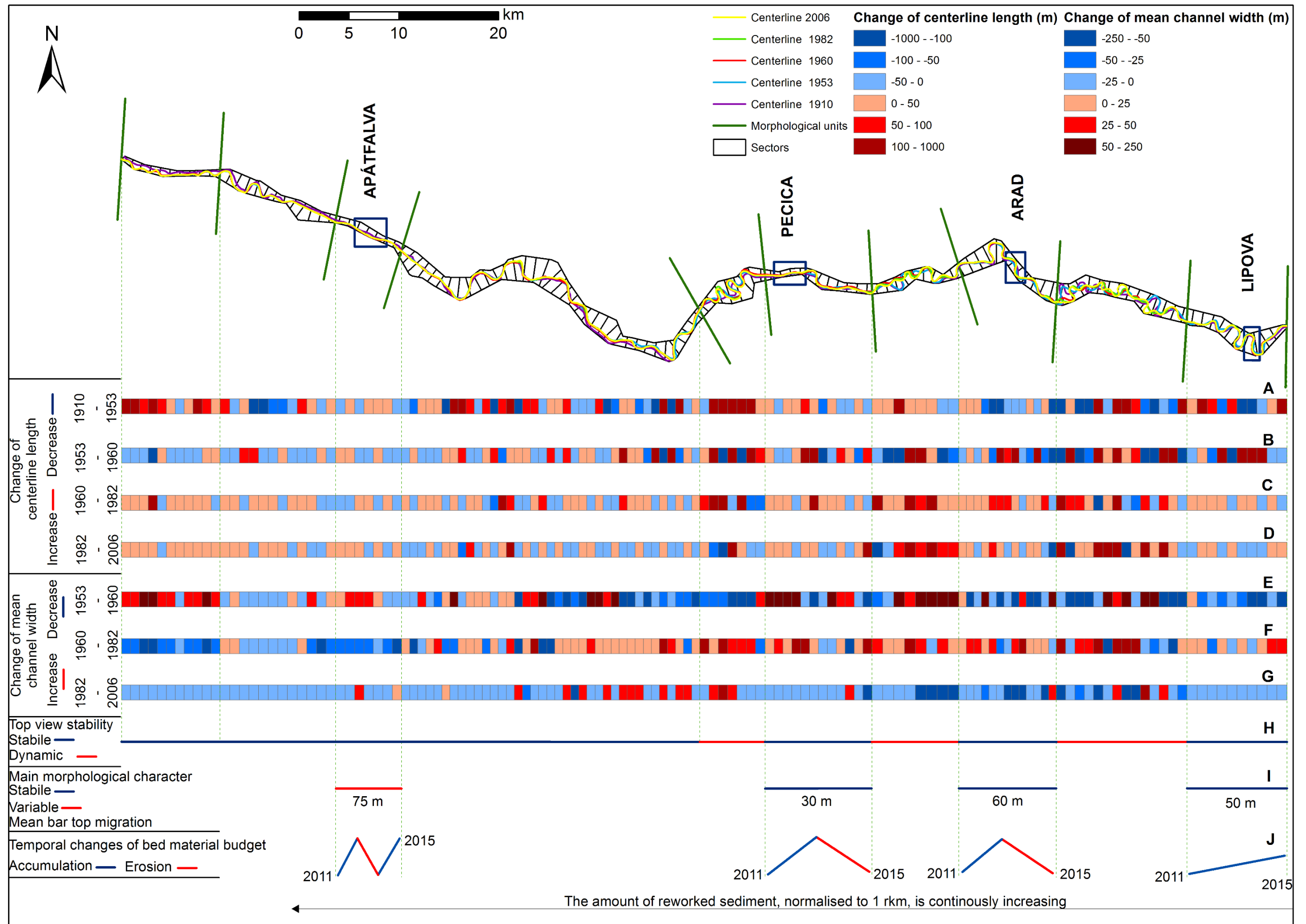


Figure 69: Main results of the long and short term morpholgy and bed material budget changes along the lowland section of River Maros.

Measurement and evaluation uncertainty was assessed using repeated measurements on representative sections of River Maros. Considering all studied sections mean volumetric deviation was 2300 m³/rkm, thus it can be regarded as the overall uncertainty of surveys at the present environment and measurement setting.

Bed morphology at the Lipova study section can be considered stable (Figure 69/I); the bar size changes only slightly and the alterations have a periodic character. Among study areas Lipova showed one of the slightest bed material budget changes (29 000 m³ on average). Its reason is that the river can form the bed armour less effectively in case of a smaller flooding; furthermore, less sediment is likely to come from upper areas compared to other study sections. In the case of surveying in high water periods usually sediment surplus, while in low water periods erosion is characteristic.

Although significant changes could be observed at Arad study section between the investigated periods, the main morphological character of the section is almost permanent (Figure 69/I). The total bar area periodically changed. The bed material budget change was higher at Arad (49 000 m³ on average) compared to Lipova section. The sediment surplus, observed in the first two years, later showed a continuous decline surveying at low or even high water periods (Figure 69/J). The possible reason for the decrease is the less amount of sediment arriving from upper areas, which causes the river to erode the area. A further reason can be that there were no relatively large channel-changing floods, characterised by high sediment transporting capacity, in the investigated period, thus bed armour could form. Furthermore, a major factor can be the continuous sand and gravel quarrying from the river bed upstream of Arad, as a result of which the amount of transported sediment also decreases in the river, thus erosion potential increases. This change is demonstrated by the above mentioned bed material budget opposed to Lipova, since in high water periods erosion is characteristic, not accumulation.

The morphological character of the Pecica study section is also considered stable based on the assessments (Figure 69/I). Thalweg is located along the left bank, while side bars can be found along the right bank. The amount of reworked sediment at Pecica is similar to Lipova study section (29 000 m³ on average). In addition, similar changes to Arad study section were observed in the second part of the studied period: the initial periodic changes are replaced by a continuous erosion, which is also reflected by the alteration in morphology and mean height of the cross sections (Figure 69/J). A significant difference compared to the previously presented study areas is that the river reworks here not only the sediment arriving from upper areas, but in the lack of bed armour it also disrupts the channel bed along the thalweg, which leads to incision. The possible reason for this is the finer grain size of the

sediment compared to Arad or Lipova. Without significant, bankfull floods further erosion is likely to occur in the future.

The section near Apátfalva shows higher variability compared to the other study sites. Among the examined river sections, the most significant morphological changes occurred here (Figure 69/I). The development of side bars is continuous in the whole investigated period. As a result of the continuous migration and replacement of bars the direction of the thalweg also changes. Based on the morphological changes in the study section the amount of reworked bed material is also significant ($63\,000\text{ m}^3$ on average) at Apátfalva. Accumulation can be detected in low water periods and after surveys following floods, while erosion can be experienced until low water survey after floods. In the case of consecutive floods occasionally erosion or accumulation prevails, however, the average change shows similar values. The changes have a cyclic character, thus erosion is usually followed by accumulation. This process can be fostered that the finer grain size of sediment, characteristic for this section can be transported by the river in case of even smaller floods, furthermore, if appropriate amount of sediment from upper areas is available.

The assessment of the channel dynamics along a longitudinal section revealed that a continuous change is characteristic for the sections at Lipova, Arad and Pecica, and its rate is constantly increasing by applying wider temporal scale, which is not influenced by the hydrological conditions. The direction and rate of the changes reflect slight incision or accumulation on all river sections. Based on the morphological changes and the bed material budget Lipova faces rather accumulation, while on the contrary incision is characteristic at Pecica and Arad (Figure 69/J). On the study area near Apátfalva the assessment of the absolute bed material budget revealed a cyclic rearrangement (Figure 69/J), thus, a dynamic balance is characteristic for the section. The duration of the maximal rework within the sediment cycle is approximately 18 months, which reflects the return period of the significant bankfull floods. A cycle, involving erosion and accumulation processes, has an average duration of 38-40 months.

The assessment of the absolute bed material budget along the longitudinal section revealed that the amount of reworked sediment, normalised to 1 rkm, was the slightest at Lipova ($\sim 15\,000\text{ m}^3$), followed by Arad and Pecica ($\sim 25\,000\text{ m}^3$) and Seitin ($\sim 38\,000\text{ m}^3$) and the highest values were observed at Apátfalva ($\sim 65\,000\text{ m}^3$). Based on the assessment of the resulted data and the morphological changes mainly accumulation occurred on the study section at Lipova, however, in case of Arad and Pecica erosion could already be detected. It is likely that gravel and sand quarrying upstream of Arad has significant impact on bed material budget due to the experienced significant erosion processes downstream the extraction,

resulting in accelerated meander development (e.g. downstream of Pecica). All these contribute to increasing sediment amount on the lower parts of the lowland section, evolving a dynamic, cyclic change in the bed material budget, which is also followed by a morphological change.

Based on the results of the short-term hydromorphological assessments the similar development of the Lipova section is likely to occur in the future. Arad and Pecica study sections can be significantly influenced by the quarrying. In the middle part of the lowland section erosion, observed at Arad and Pecica in the second part of the investigation period, can continue, which can be further intensified by the large scale gravel and sand quarrying on the upper sections. If the river can not provide enough sediment from the upper and middle sections towards the lower sections, the decreased amount of sediment can contribute to the termination of the current dynamic balance. Therefore, further monitoring of the area and change tracking are of high importance, which can be achieved by the measurement and data processing methodology developed within this research.

Témavezetői nyilatkozat

Tanúsítom, hogy az értekezésben foglaltak a doktorjelölt önálló munkáján alapulnak, az eredményekhez önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés anyagát szakmai szempontból támogathatónak ítélem meg, elfogadását javaslom.

Szeged, 2018.02.27.

.....
Dr. Sipos György